

LARISSA COSTA DA SILVA JUSCHAKS

**FÁCIES, ESTRUTURAS BIOGÊNICAS E MODELOS
DEPOSICIONAIS DOS METADOLOMITOS DA
FORMAÇÃO CAPIRU – GRUPO AÇUNGUI,
NEOPROTEROZÓICO DO PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre, Curso de Pós-
Graduação em Geologia, Área de Concentração:
Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra,
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto

Co-orientador: Dr. Nilo Siguehiro Matsuda

CURITIBA

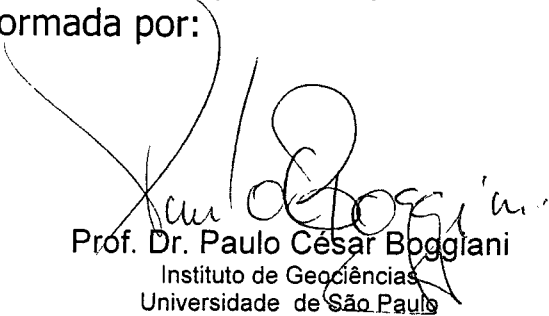
2006

TERMO DE APROVAÇÃO


Larissa Costa da Silva Juschaks

“FÁCIES, ESTRUTURAS BIOGÊNICAS E MODELOS DEPOSICIONAIS DOS METADOLOMITOS DA FORMAÇÃO CAPIRU – GRUPO AÇUNGUI: NEOPROTEROZÓICO DO PARANÁ”


Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Paulo César Boggiani
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes
Departamento de Geologia
Universidade Federal do Paraná



Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto
Departamento de Geologia
Universidade Federal do Paraná

Curitiba, 30 de novembro de 2006.

Aos meus pais,

Ademir e Ivanizi

Meus eternos exemplos...

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
Lista de Figuras	viii
Lista de Fotos.....	x
Lista de Tabelas	xiii
1 – Introdução	1
1.1 - Apresentação	1
1.1.1 – Aspectos econômicos e sociais	2
1.2 – Objetivos e justificativa do estudo	2
1.2.1 - Objetivos.....	2
1.2.3 – Justificativa do estudo.....	3
1.3 – Localização e vias de acesso.....	4
2 – Métodos de trabalho	6
2.1 – Levantamento bibliográfico.....	6
2.2 – Levantamento de campo	6
2.3 – Análises petrográficas macroscópicas e microscópicas.....	7
2.4 – Análises em difratômetro de Raios-X (DRX)	7
2.5 – Análises em fluorescência de Raios-X (FRX).....	7
2.6 – Análises isotópicas	8
3 – Geologia do Grupo Açungui e as rochas calcárias	9
3.1 – O contexto geológico.....	9
3.2 – Estratigrafia da Formação Capiru.....	10
3.3 – Aspectos petrológicos relacionados às rochas carbonáticas	11
3.3.1 – Estromatolitos e Microbiolitos	13
3.3.2 – Ambientes de maré e suas principais estruturas	16
3.3.3 – Dolomitas	18
3.3.4 – Diagênese.....	23
3.3.5 – Químioestratigrafia	24
3.3.6 – Nomenclaturas	26
3.3.6.1 – Classificação das rochas calcárias.....	26

4 – Estudo faciológico das pedreiras Motin Pavin e Tranqueira.	29
4.1 – Faciologia e petrografia da pedreira Motin Pavin (Região da Gruta de Bacaetava).	32
4.1.1 – fácies metadolomito maciço (Mm)	40
4.1.2 – fácies metadolomito com estrutura plano paralela não biogênica (MI)	42
4.1.3 – fácies metadolomito com estrutura biogênica plano paralela (Me)	46
4.1.4 – fácies metadolomito com estrutura biogênica brechada (Mb).....	48
4.1.4 – fácies metadolomito com estromatolitos colunares (Mec)	50
4.2 – Faciologia e petrografia da pedreira Tranqueira.....	67
4.2.1 – fácies metadolomito maciço (Mm)	75
4.2.2 – fácies metadolomito com esteiras microbiais (Me)	82
4.2.3 – fácies metadolomito com gretas de contração (Mg)	94
4.2.4 – fácies metadolomito <i>flat pebble conglomerate</i> (Mfpc).....	96
4.2.5 – fácies metadolomito com estrutura <i>tepee</i> (Mt).....	97
5 – Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$	99
5.1 – Generalidades	99
5.2 – Análises mineralógicas (DRX), químicas e isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin.....	101
5.2.1 – Análises Mineralógicas	101
5.2.2 – Análises Químicas	103
5.2.3 – Análises Isotópicas	104
6 – Interpretação paleoambiental – Modelos Depositionais	109
6.1 - Generalidades	109
6.2 – Modelos deposicionais das pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin...	110
6.2.1 – Modelo deposicional da pedreira da Tranqueira	110
6.2.2 – Modelo deposicional para a pedreira Motin Pavin	115
7 – Conclusões e Recomendações	119
7.1 – Conclusões.....	119
7.2 – Recomendações	122
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores: Dr. José Manoel dos Reis Neto e Nilo Sighuehiko Matsuda, por toda a paciência, orientação e incentivo dado nesta trajetória e, à Universidade Federal do Paraná, por ter me oferecido as devidas condições para realizar este trabalho.

Ao Centro de Pesquisa Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES) e todos os técnicos que colaboraram com este trabalho (Flávio, Magela, Cláudia, Marcinha, Rose, Ailton, Jorge, Henrique e Fábio).

A PETROBRAS pela oportunidade de desenvolver este trabalho.

Ao Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) e a indispensável colaboração das meninas: Luciane (Lú) e Elisiane e de todos os estagiários.

Um agradecimento especial aos geólogos e geólogas que muito contribuíram em diversos "problemas geológicos" e sempre estiveram dispostas a me ensinar e orientar: Maria Dolores de Carvalho, Rosely de Araújo Marçal, Almério Barros França e Ricardo Jorge Jahnert.

Agradeço carinhosamente aos geólogos Rodrigo Secchi, Fabiana Gallina, Anelize Manuela Bahniuk (meus incansáveis amigos e companheiros de campo), José Renato Vieira Juschaks Filho, Marcelle Marques Erthal, Sandra Nélis Tonietto, Camila Cunha Medina, Daniela Lima de Oliveira e, aos "quase geólogos" Guilherme Moreira dos Reis e Cristiane Costa M. Barreiros. Estes que, direta e indiretamente, são os grandes responsáveis por eu ter chegado até aqui.

RESUMO

Visando a caracterização petrográfica, mineralógica e paleoambiental dos calcários dolomitizados (metadolomitos) de idade Neoproterozóica da Formação Capiru (Grupo Açungui), região norte da área metropolitana de Curitiba, foram estudados dois afloramentos compostos de duas pedreiras nos municípios de Colombo e Almirante Tamandaré.

As rochas carbonáticas têm se tornado um objeto de grande interesse devido ao seu potencial exploratório, tanto pelas indústrias de mineração como pelas petrolíferas.

Análises de campo, estudos petrográficos (microscopia óptica e análises em lupa petrográfica) e químicos (difratometria de raios-X, fluorescência de raios-X e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) foram realizados com o objetivo de caracterizar faciologicamente e discriminar os paleoambientes das rochas expostas nas pedreiras Motin Pavin (região da Gruta de Bacaetava) e Tranqueira.

Litologicamente, a área é composta por calcários dolomitizados, sendo classificados como metadolomitos devido ao metamorfismo regional de baixo grau (fácies xisto verde). Uma grande variação de estruturas sedimentares e biogênicas, como estromatolitos e microbiolitos, foram identificados e classificados morfologicamente. As estruturas variam de estromatolitos colunares (por vezes bifurcados e ramificados), *tepees*, gretas de contração, *flat pebbles conglomerates* e esteiras microbiais.

Microfaciologicamente são identificados diferentes ciclos deposicionais, como níveis maciços (tempestitos), retrabalhados (intraclastos), siliciclásticos (quartzo detrítico) e possíveis níveis evaporíticos (pseudomorfos de cristais de anidrita substituídos por dolomita). Estes se enquadram em um ambiente de planície de maré, sendo a maioria das ocorrências classificadas entre a supramaré e a intermaré, onde um dos principais controles da sedimentação é a variação de flutuação diária das marés.

As análises mineralógicas mostraram uma composição essencialmente dolomítica e, os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ bastante coincidentes nas duas pedreiras, indicam que os processos (deposicionais e/ou diagenéticos)

atuantes nos metadolomitos foram similares. Uma outra hipótese a ser considerada é a que as assinaturas negativas dos isótopos, podem ser inclusas num contexto de glaciação ou deglaciação, por correlação á outros depósitos carbonáticos Neoproterozóicos brasileiros e mundiais.

Como contribuição deste trabalho relativo a perspectiva econômica, os estudos das estruturas biogênicas (esteiras microbiais e estromatolitos) associadas aos processos de dolomitização atuantes nos carbonatos, tem despertado atenção redobrada nos meios acadêmicos, como também nas indústrias petrolíferas, uma vez que os mesmos podem servir de potenciais reservatórios em larga escala.

ABSTRACT

Low metamorphosed dolostone from Capiru Formation (Açungui Group) Late-proterozoic from two quarries (Motin Pavin and Tranqueira), situated along the north portion of the Curitiba metropolitan area (districts of Colombo and Almirante Tamandaré) were petrographically, mineralogically and paleoenvironmentally characterized. Such carbonates are intensively explored by the mining industries and now they are turning to an interesting subject as water and hydrocarbon reservoir.

Field analysis, petrography and chemical studies were accomplished with the objective to faciology characterization. Lithologically, the two quarries is composed by dolostone, being classified as low grade metamorphosed carbonates due to the regional metamorphism (green schist facies). A great variation of sedimentary and biogenic structures such as stromatolites and microbial mats are identified and classified. The structures of columnars stromatolites vary from bifurcated and ramified. Tempestites, tepees, contraction cracks, flat pebble conglomerates and microbial mat also are very common. Unusual depositional cycles, as solid levels (tempestites), reworked intraclasts, siliciclastics as detritic quartz and possible evaporitic pseudomorphs levels are identified using thin section magnification.

Those evidences the studied units can be classified as the tide flat environmental deposition, being most of the occurrences settled between the supratidal and the intertidal zones, where one of the main sedimentation controls was the variation of daily flotation of the tides.

The whole rocks mineralogical analyses show essentially dolomitic composition. The values of the isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (Sample X PDB‰) are very similars if compared both two quarries (except one point). As the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ value are situated whitin in a quite restricted area, is deduct that the depositionals and/or diagenéticos processes were acted in the similar way. Another hypothesis to be considered is the negative signatures of the isotopic value. It could be included within the glaciation or deglaciation context

by the correlation from the Brazilian and, from other Late-proterozoic carbonate deposits of world.

This work aims beyond the scientific study of microbial and stromatolite carbonate, as also the economical perspective associated with the processes of dolomitization. Large and important water and hidrocarbon reservoir could be potentially mapped in the dolomitised microbialitic and stromatolic carbonates.

Lista de Figuras

CAPÍTULO 01

Figura 1.1: Mapa de localização com as pedreiras Motin Pavin e Tranqueira.	05
---	----

CAPÍTULO 03

Figura 3.1: Mapa com a distribuição dos blocos com os conjuntos litológicos do Grupo Açungui.	10
--	----

Figura 3.2: Índice de ocorrência dos estromatolitos desde as primeiras evidências no Pré-Cambriano até o Recente.	14
--	----

Figura 3.3: Modelo esquemático dos ambientes deposicionais em planícies de maré.	17
---	----

Figura 3.4: Modelos esquemáticos de dolomitização.	21
---	----

Figura 3.5: Modelo dos processos diagenéticos (eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese).	24
--	----

Figura 3.6: Classificação granulométrica proposta por Folk.	26
--	----

Figura 3.7: Classificação das texturas deposicionais dos carbonatos.	27
---	----

Figura 3.8: Classificação das rochas carbonáticas proposta por Friedman.	28
---	----

CAPÍTULO 04

Figura 4.1: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade MPA.	35
--	----

Figura 4.2: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade MPB.	37
--	----

Figura 4.3: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade MPC.	39
--	----

Figura 4.4: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade TA.	67
---	----

Figura 4.5: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade TB.	69
---	----

Figura 4.6: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade TC.	71
---	----

Figura 4.7: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade TD.	73
---	----

CAPÍTULO 05

Figura 5.1: Difrátograma das análises mineralógicas semi-quantitativas no metadolomito da pedra Motin Pavin.	100
Figura 5.2: Difrátograma das análises mineralógicas semi-quantitativas no metadolomito da pedra da Tranqueira.	100
Figura 5.3: Gráfico com a curva de C^{13} de um registro detalhado de variações isotópicas na água do mar entre o Neoproterozóico e o Eocambriano.	103
Figura 5.4: Gráfico dos valores de C^{13} e O^{18} coletado dos metadolomitos.	104
Figura 5.5: Perfil gráfico-sedimentar com as profundidades e valores isotópicos de carbono e oxigênio.	104

CAPÍTULO 06

Figura 6.1: Diagrama com ambientes sedimentares de planície de maré.	108
Figura 6.2: Associação de estruturas de dissecação, como as gretas de contração, tepees e esteiras microbiais.	109
Figura 6.3: Modelo deposicional para a pedra da Tranqueira.	112
Figura 6.4: Modelo deposicional para pedra Motin Pavin.	115

Lista de Fotos

CAPÍTULO 04

Foto 4.1: Vista geral da pedreira Motin Pavin.	33
Foto 4.2: Metadolomito de coloração cinza clara e estrutura maciça.	40
Foto 4.3: Metadolomito maciço representando o topo do perfil.	41
Foto 4.4: Laminações paralelas, compostas por uma intercalação claro/escuro.	42
Foto 4.5: Laminações paralelas, compostas por uma intercalação claro/escuro. Os níveis de coloração cinza escuro ocorrem mais espessos.	43
Foto 4.6: Contato entre o metadolomito com laminação de coloração cinza claro e cinza escuro.	44
Foto 4.7: Dolomita com “pseudomorfo” de evaporito (anidrita?).	44
Foto 4.8: Metadolomito com laminações parcialmente quebradas (rompidas).	45
Foto 4.9: Estrutura laminada crenulada (microbialito).	46
Foto 4.10: Fotomicrografias da extinção esferulítica na dolomita.	47
Foto 4.11: Microbiolitos com aspecto brechado.	48
Foto 4.12: Microbiolitos classificados como <i>tussocks</i> .	49
Foto 4.13: Primeira evidência significativa das estruturas estromatolíticas.	51
Foto 4.14: Estromatolitos colunares crescendo a partir das esteiras.	52
Foto 4.15: Estromatolito colunar, com laminações irregulares.	53
Foto 4.16: Estromatolito colunar, bifurcado e ramificado.	54
Foto 4.17: Estromatolito colunar, cilíndrico a subcilíndrico.	54
Foto 4.18: Fotomicrografia da laminação estromatolítica.	55
Foto 4.19: Estromatolitos colunares, erodidos ou dissolvidos na parte superior das cabeças.	56
Foto 4.20: Dolomita de cristalinidade grossa com “pseudomorfo” de evaporito (anidrita).	57
Foto 4.21: Estromatolito colunar, subcilíndrico.	58
Foto 4.22: Estromatolito colunar, com estrutura do tipo “xícara”.	59
Foto 4.23: Estromatolitos colunares, com pequenas bifurcações.	60

Foto 4.24: Estromatolito colunar, bifurcados, com a porção superior erodida ou dissolvida.	61
Foto 4.25: Fotomicrografia das laminações internas do estromatolito.	62
Foto 4.26: Estromatolitos colunares, bifurcados e subcilíndricos.	63
Foto 4.27: Estromatolitos colunares, não bifurcados.	64
Foto 4.28: Foto de lupa de estromatolito colunar com laminações regulares, compostas microdolomita e dolomita de cristalinidade fina.	65
Foto 4.29: Fotomicrografia das laminações de microdolomita, dolomita de cristalinidade fina e quartzo.	66
Foto 4.30: Vista geral da pedreira da Tranqueira.	67
Foto 4.31: Intercalação de ciclos maciços e de esteiras microbiais.	75
Foto 4.32: Fotomicrografia dos intraclastos de composição microdolomítica.	77
Foto 4.33: Nível com estrutura maciça classificado como tempestito.	78
Foto 4.34: Fotomicrografia da intercalação dos microciclos deposicionais.	79
Foto 4.35: Ciclos maciços com níveis de esteiras microbiais.	80
Foto 4.36: Ciclos deposicionais de estrutura maciça, na base e no topo.	81
Foto 4.37: Fotomicrografia de intraclastos da fácies metadolomito maciço.	82
Foto 4.38: Esteiras microbiais, plano-paralelas, sendo por vezes crenuladas.	83
Foto 4.39: Perfil microscópico de sequência deposicional dos microciclos de esteiras microbiais, maciços, intraclastos e evaporíticos (?).	84
Foto 4.40: Esteiras microbiais em níveis milimétricos.	85
Foto 4.41: Esteiras microbiais em níveis centimétricos.	86
Foto 4.42: Fotomicrografia de intercalação de níveis maciços (microdolomita) e níveis com dolomita de cristalinidade média.	87
Foto 4.43: Fotomicrografia de intercalação de níveis maciços (microdolomita) e níveis com dolomita de cristalinidade variando de fina a média.	87
Foto 4.44: Intercalação de níveis maciço, greta de contração e esteiras microbiais.	88
Foto 4.45: Esteiras microbiais com estruturas arredondadas representando o início do crescimento das cabeças estromatolíticas.	88
Foto 4.46: Fotomicrografia das laminações das esteiras microbiais.	89

Foto 4.47: Fotomicrografia das esteiras microbiais com as laminações evidenciadas pela variação de cristalinidade da dolomita.	90
Foto 4.48: Fotomicrografia das laminações estromatolíticas dispostas de forma aleatória e retrabalhada.	91
Foto 4.49: Fotomicrografia das laminações estromatolíticas dispostas de forma aleatória e retrabalhada (mesma profundidade).	91
Foto 4.50: Foto macro das esteiras microbiais.	92
Foto 4.51: Fotomicrografia dos níveis de dolomita com cristalinidade muito fina e dolomita de cristalinidade média/grossa (representando as esteiras microbiais).	93
Foto 4.52: Fotomicrografia do nível de dolomita com cristalinidade média/grossa formando um aglomerado que pode indicar o início do crescimento de estrutura estromatolítica.	93
Foto 4.53: Foto do único nível com greta de contração da unidade TB.	94
Foto 4.54: Greta de contração (seta) entre dois ciclos de esteiras microbiais.	95
Foto 4.55: Gretas de contração entre níveis de esteiras microbiais.	95
Foto 4.56: Seixos achatados e alongados dispostos que representam os <i>flat pebble conglomerates</i> .	96
Foto 4.57: Estrutura típica de <i>flat pebble conglomerate</i> . Observa-se os seixos achatados e inclinados, sem direção preferencial.	97
Foto 4.58: Estratificação cruzada (fácies Mt).	98
Foto 4.59: Estrutura classificada como <i>tepee</i> .	98

Lista de Tabelas

Tabela 5.1: Resultados em porcentagem dos elementos químicos das vinte e duas amostras de metadolomitos obtidas através de análises químicas em fluorescência de raios-X. P.F.= Perda ao fogo; <=<= Elemento presente mas não quantificado. 103

Tabela 5.2: Tabela com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e as respectivas profundidades de coleta das amostras nas pedreiras Motin Pavin e Tranqueira. Na profundidade de 12m da pedreira da Tranqueira as amostras A e B correspondem às análises dos níveis de coloração cinza claro e médio, respectivamente. 104

CAPÍTULO 01

1 – Introdução

1.1 - Apresentação

As rochas metacalcárias Meso e Neoproterozóicas da região leste do Paraná são de grande importância no contexto geológico, e há muitos anos, constituem uma fonte rentável para as indústrias atuantes no estado.

Vários estudos já foram realizados nos metacalcários neoproterozóicos, enfatizando principalmente sua gênese, variação composicional, modos de ocorrência e aplicações (Almeida 1944, 1957; Bigarella e Salamuni 1956, 1958 e Fairchild, 1977).

A caracterização de um modelo deposicional de carbonatos do Neoproterozóico tem encontrado um público interessado, tanto no meio científico como empresarial (empresas como a Mineropar, Petrobras e as diversas mineradoras atuantes na região). Isto decorre do possível entendimento dos processos petrogenéticos relacionados a áreas que contêm extensos volumes de calcários industrialmente mineráveis, principalmente para uso como corretivo de solo ácido, assim, como para fornecimento de elementos para entendimento das formações de reservatório de água e hidrocarbonetos.

As rochas estudadas no desenvolvimento deste trabalho são especificamente metadolomitos, contendo estruturas sedimentares e biogênicas, de idade Neoproterozóica da Formação Capiu (Grupo Açungui), que ocorrem na Região Metropolitana de Curitiba.

Foram selecionadas duas frentes de lavra na região do entorno da Gruta de Bacaetava (Município de Colombo) e região da Tranqueira (Município de Almirante Tamandaré), por estas apresentarem uma variedade de estruturas biogênicas representativas do Neoproterozóico, como estromatolitos e esteiras microbiais. Tais estruturas encontram-se aflorantes facilitando a aquisição de dados.

1.1.1 – Aspectos econômicos e sociais

Em 1998, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) apresentou um relatório relacionado à Folha Curitiba, no qual enfatiza a importância dos minerais não metálicos na economia dos municípios de uma grande parte da Região Metropolitana de Curitiba.

Dentre as substâncias minerais não metálicas foram caracterizados o carbonato dolomítico e calcítico, entre outras. Os carbonatos mais explorados são os dolomíticos que integram a Formação Capiu.

A principal matéria prima explorada na região é o mármore (metacalcário) e, o beneficiamento deste, é utilizado como insumo para a agricultura e para as indústrias de corretivo agrícola e cimento. Os municípios de Rio Branco do Sul, Colombo e Bocaiúva do Sul têm a sua economia centrada na extração e no beneficiamento deste minério.

A Região do Morro Azul, situada no município de Almirante Tamandaré e geologicamente no contexto da Formação Capiu, dispõe de grandes investimentos das indústrias do setor mineral, concentrando uma grande parte das frentes de lavra em atividade.

1.2 – Objetivos e justificativa do estudo

1.2.1 - Objetivos

O objetivo geral do trabalho foi caracterizar, primeiramente através de análises de campo, as estruturas sedimentares e biogênicas presentes nos metadolomitos da Formação Capiu.

Posteriormente, com as amostras coletadas em campo, foram realizadas as análises de petrografia convencional, difratometria de raios-X (DRX), fluorescência de raios-X (FRX) e análise química isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$).

Os objetivos específicos foram:

- ✓ Analisar petrograficamente os metadolomitos;
- ✓ Identificar e caracterizar as estruturas biogênicas e sedimentares;
- ✓ Descrever os estromatolitos e as esteiras microbiais, enfatizando os modos de ocorrência;
- ✓ Identificar os elementos químicos presentes nos metadolomitos;
- ✓ Discriminar as unidades faciológicas, classificando e descrevendo cada fácies;
- ✓ Determinar os ambientes de sedimentação e as condições nas quais foram depositados os carbonatos.

1.2.3 – Justificativa do estudo

O estudo justifica-se pela necessidade em se ampliar o conhecimento das rochas calcárias. O enfoque que é dado neste estudo, às estruturas sedimentares e biogênicas, é de suma importância, pois através da análise paleoambiental pormenorizada, tentar-se-á entender as condições nas quais foram geradas.

Ultimamente, tem aumentado o interesse no entendimento genético dos calcários dolomíticos, pois devido à geração de porosidade secundária podem constituir excelentes reservatórios de hidrocarbonetos.

Com a caracterização das estruturas sedimentares e detalhamento petrográfico das rochas analisadas neste trabalho, será possível associar o potencial armazenador destes calcários dolomíticos do Pré-cambriano, com outras ocorrências de calcários dolomíticos mais novos.

1.3 – Localização e vias de acesso

As duas áreas onde se localizam as frentes de lavra estudadas situam-se na Região Metropolitana de Curitiba, figura 1.1.

O acesso à pedreira da região da Tranqueira se dá pela rodovia dos Minérios (PR-092), saindo de Curitiba em direção à cidade de Almirante Tamandaré. A pedreira Tranqueira localiza-se a cerca de 25km a noroeste de Curitiba, no limite entre os municípios de Rio Branco do Sul e Almirante Tamandaré.

A pedreira Motin Pavin, região da Gruta de Bacaetava, localiza-se no município de Colombo, cerca de 05km após a entrada da gruta.

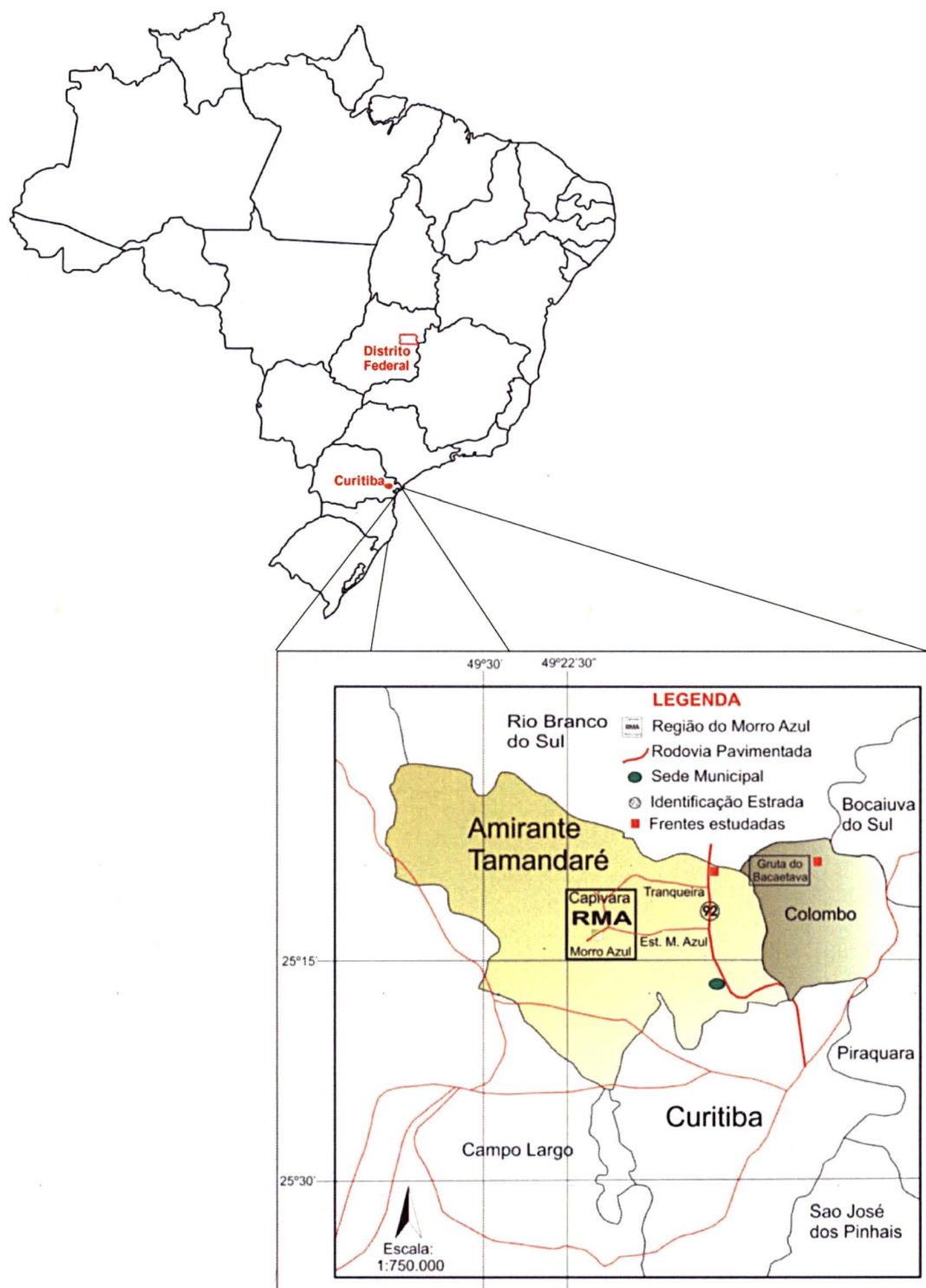


Figura 1.1: Mapa de localização com as pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin. (Fonte Guimarães, 2000).

CAPÍTULO 02

2 – Métodos de trabalho

2.1 – Levantamento bibliográfico

Foi de grande utilidade para o início do trabalho o levantamento de estudos feitos na região e principalmente os dados obtidos por vários autores desde a década de 50 (Bigarella & Salamuni, 1956; Almeida, 1957; Fairchild, 1977; Fiori, 1990; Dias & Salazar Jr., 1987), os quais abordaram desde a gênese até as estruturas marcantes na Formação Capiru.

Juntamente com os dados obtidos do Grupo Açungui, foi feito um apanhado sobre as estruturas sedimentares e suas características nos principais depósitos sedimentares, enfatizando-se os ambientes carbonáticos.

Para um maior conhecimento das estruturas estromatolíticas, foi feito um levantamento sobre as principais ocorrências e os tipos de ambientes deposicionais relacionados.

2.2 – Levantamento de campo

Foram realizados trabalhos de campo para um reconhecimento geral da área visando selecionar as frentes de lavra com estruturas mais significativas. Após percorrer diversas áreas, como das imediações da Gruta de Bacaetava e, da região da Tranqueira, foram selecionadas as duas lavras como frentes de trabalho, denominadas Motin Pavin e Tranqueira, para serem analisadas em detalhe. Para o reconhecimento foram utilizadas fotos aéreas (1:25.000 e 1:10.000) e mapa geológico da região (mapa da CPRM, e mapa detalhado da região de Tranqueira).

Realizou-se um estudo pormenorizado de cada uma das áreas selecionadas, com descrição das estruturas, coleta de amostras e captura de fotos.

2.3 – Análises petrográficas macroscópicas e microscópicas

Foram confeccionadas trinta lâminas delgadas, analisadas com microscópio da marca ZEISS Axioskop de luz polarizada. Para a captação das fotomicrografias usou-se uma câmera digital também da marca ZEISS Axioskop, com capturador de imagens, sendo estas posteriormente processadas pelo programa *ImageJ* 1.23.

2.4 – Análises em difratômetro de Raios-X (DRX)

Vinte e duas amostras foram analisadas, semi-quantitativamente, com difratômetro de raios-X, visando identificar todos os minerais presentes em cada uma delas. Na preparação, as amostras foram primeiramente lavadas e moídas em moinho rotatório de ágata e posteriormente pulverizadas em moinho McCrone, para a caracterização mineralógica total. As amostras pulverizadas foram prensadas, em um suporte específico, de modo a terem suas partículas isentas de orientação e analisadas pelo difratômetro de raios-X.

Os difratogramas das análises de mineralogia total foram obtidos num difratômetro RIGAKU D/MAX – 2200/PC, utilizando-se para isto radiação $\text{K}\alpha$ do cobre nas condições de 40kV e 40mA de corrente de filamento e fendas de 2mm; 0,3mm e 0,6mm. Para a interpretação dos dados obtidos, utilizou-se o software *Jade* 5.0, que possui um banco de dados com cerca de 73.000 padrões. Foram estimados os valores dos minerais presentes nas amostras, a partir da medida da altura dos picos principais.

2.5 – Análises em fluorescência de Raios-X (FRX)

Foram feitas análises químicas quantitativas em vinte e duas amostras, a fim de se identificar os elementos maiores presentes na rocha. Primeiramente, foi feita a lavagem e moagem das amostras da mesma forma que é feito para as análises semi-quantitativas. Na fluorescência, as amostras são fundidas em tetraborato de lítio e obtém-se a quantificação dos dez óxidos

maiores, sendo SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , K_2O , Na_2O e MnO . Para determinar-se a perda ao fogo (P.F.) aquece-se a amostra seca a uma temperatura de 1000°C até que o peso se torne constante. O equipamento de fluorescência de raios-X é da marca PHILIPS PW2400.

2.6 – Análises isotópicas

Quinze amostras foram selecionadas para a análise isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. O procedimento adotado foi o de McCrea (1950) com adaptações de Matsuda (2005). O espectrômetro usado foi Finnigan Mat 252 do Centro de Pesquisa Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES/Petrobras). Os resultados são emitidos em relação ao padrão internacional PDB em parte por mil.

CAPÍTULO 03

3 – Geologia do Grupo Açungui e as rochas calcárias

3.1 – O contexto geológico

Maack em 1947 foi um dos pioneiros nos trabalhos voltados à exploração dos metacalcários, ele analisa detalhadamente as unidades litológicas do Grupo Açungui, na época chamada de “Série Assungui”.

Vários trabalhos foram realizados no Grupo Açungui, desde o final da década de 50, até os dias de hoje. Bigarella e Salamuni foram uns dos percussores em trabalhos de mapeamento e reconhecimento geológico no estado do Paraná.

Segundo Fiori (1990), o Grupo Açungui representa uma grande variedade de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, com predominância de mármore, filitos e quartzitos. Segundo Fiori (1992) o Grupo Açungui é composto pelas formações Capiú, Votuverava e Antinha.

Fiori (*op. cit.*) manteve para a Formação Capiú, a qual inclui todos os metassedimentos a sul da Falha da Lancinha (figura 3.1), seu significado original. Restringiu a Formação Votuverava somente aos metassedimentos entre as falhas do Morro Agudo e da Lancinha, e para a formação Antinha, manteve o significado de “seqüência” proposto por Dias & Salazar Jr. (1987).

Fiori (1994) apresentou um modelo geotectônico para desenvolvimento do Grupo Açungui, separado em três eventos tectônicos distintos. O mais antigo, denominado de “Sistema de Cavalcamento Açungui” (SCA), é responsável pela aloctonia do grupo, com metamorfismo na fácies xisto verde e deformação heterogênea. O segundo evento foi denominado de “Sistema de Dobramento Apiaí” (SDA) e referiu-se ao dobramento das estruturas anteriormente formadas. O terceiro evento refere-se à tectônica transcorrente, sendo definido como “Sistema de Transcorrência Lancinha” (STL).

No desenvolvimento da Bacia Açungui sobre uma margem continental adelgada, seguiu-se a deposição do Grupo Açungui, inicialmente representado pela Formação Votuverava. Posteriormente, houve um período

de calma tectônica onde se depositaram os carbonatos do Conjunto Rio Branco (BLOCO E na figura 3.1). Após uma transgressão marinha e um tectonismo intenso na bacia desenvolveu-se o sistema de transcorrência da Lancinha (figura 3.1).

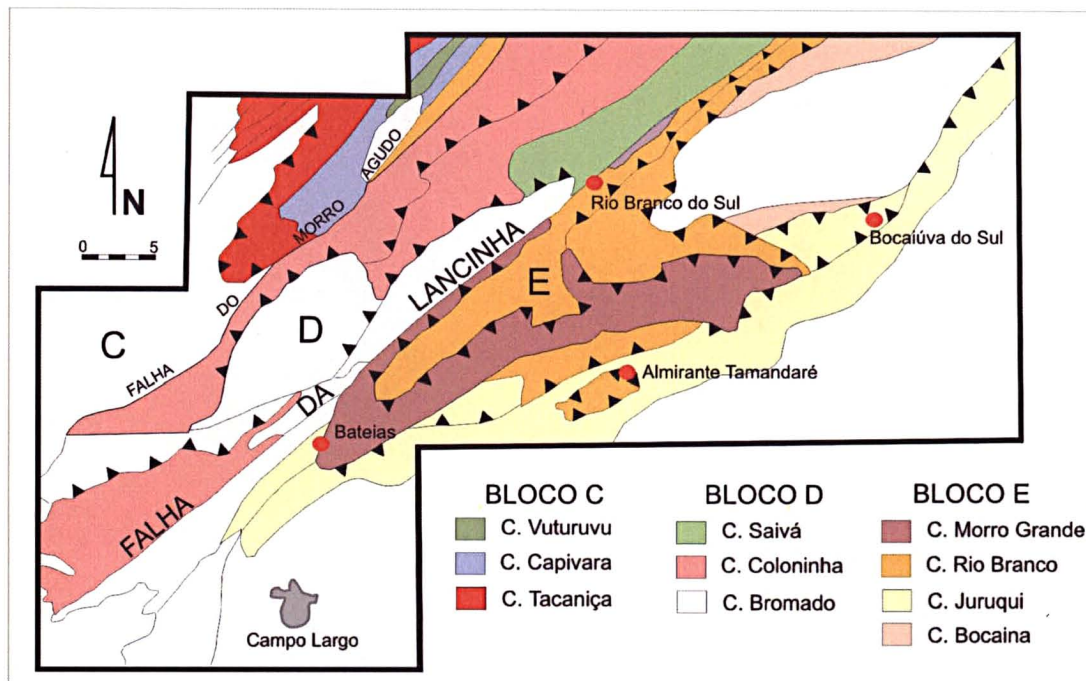


Figura 3.1: Mapa com a distribuição dos blocos com os conjuntos litológicos do Grupo Açungui. O Bloco E representa os metassedimentos da Formação Capiru. (Modificado de Fiori, 1994) Fonte: CPRM, 1998.

3.2 – Estratigrafia da Formação Capiru

Bigarella & Salamuni (1958) caracterizaram as rochas metacalcárias da Formação Capiru como espessos corpos lenticulares, geralmente maciços.

Alguns destes metacalcários apresentam um aspecto fitado ou bandado, resultado de uma alternância de camadas claras e escuras. A foliação principal aparece bem marcada, sendo esta paralela ao acamamento sedimentar. Localmente são observadas estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, acamamento gradacional, dobras convolutas e estruturas biogênicas.

Fiori (1990) subdividiu a Formação Capiru em quatro seqüências litológicas diferentes, porém geneticamente relacionadas, sendo designadas de Juruqui, Rio Branco, Morro Grande e Bocaina.

A seqüência Juruqui é composta basicamente por filitos com algumas intercalações de quartzitos, os mármores presentes são dolomíticos (metadolomitos) e ocorrem na forma de pequenas lentes.

A seqüência Rio Branco engloba os metadolomitos da Formação Capiru, intercalados com filitos e quartzitos. Apresenta estruturas sedimentares tais como acamamento, estratificações cruzadas e estruturas biogênicas, sendo estas, as de maior importância devido ao seu contexto paleoambiental.

A seqüência Morro Grande foi caracterizada, em sua maioria, pela alternância de quartzitos e filitos, formando camadas de centenas de metros de espessura. O mármore presente na seqüência Morro Grande é essencialmente dolomítico com estruturas estromatolíticas importantes.

Estas seqüências foram designadas posteriormente por Fiori como conjuntos, sendo a Formação Capiru então subdividida nos conjuntos Juruqui, Rio Branco e Morro Grande.

Uma organização estrutural da Formação Capiru foi proposta por Fiori (1991, 1992) como “dúplex”, onde o Conjunto Juruqui seria o primeiro estágio de sedimentação da Bacia Açungui, sendo seguido do pacote de mármores do Conjunto Rio Branco, interdigitados com depósitos plataformais do Conjunto Morro Grande.

3.3 – Aspectos petrológicos relacionados às rochas carbonáticas

Rochas carbonáticas podem ser autóctones e alóctones e produzidas por processos orgânicos ou inorgânicos dentro da própria bacia de deposição.

Em 1956, Bigarella e Salamuni identificaram estruturas biogênicas em metadolomitos da Formação Capiru. Semelhantes às identificadas por Almeida (1944) na região de Itapeva (SP) sendo atribuídas a algas do gênero *Collenia*.

As rochas carbonáticas possuem em seu arcabouço grãos carbonáticos que podem se desenvolver por processos orgânicos e inorgânicos, podendo-se caracterizar como grãos esqueletais e não esqueletais. Os esqueletais enquadram-se em uma distribuição de organismos que secretam carbonato de cálcio no decorrer do tempo geológico, sendo que, o fator controlador é o paleoambiente. Estes organismos secretam o esqueleto para suportar e

proteger seus tecidos moles. As condições ambientais, como a temperatura, influenciam na mineralogia do esqueleto destes organismos.

Dentre os organismos secretores de carbonato de cálcio, pode-se citar as algas calcárias com ênfase às cianobactérias, que são responsáveis pela formação de estromatolitos e esteiras microbiais. As esteiras microbiais são as formas laminadas planas e os estromatolitos são as formas com pronunciado relevo vertical.

Nos ambientes modernos, organismos bentônicos biogênicos influenciam bastante a sedimentação, sendo então estas esteiras um complexo multiespecífico dominado por cianobactérias.

Todos os ambientes sedimentares, onde se formam estromatolitos modernos, têm comunidades de cianobactérias e bactérias na superfície dos sedimentos, e a calcificação destes organismos pode não ter relação com o ambiente deposicional (Lemos & Terra, 1994).

As cianobactérias, anteriormente confundidas com as algas verdes-azuis, apresentam um importante papel na formação de sedimentos carbonáticos laminados modernos (Demicco & Hardie, 1994). A partir daí, começou-se a entender a idéia de “sedimentos algais”, caracterizando então os estromatolitos e esteiras microbiais contidas nas rochas carbonáticas, como sendo formados a partir de cianobactérias.

O termo “algal” há alguns anos caiu em desuso pois através de análises de DNA verificou-se que estas estruturas biogênicas (esteiras e estromatolitos) não são necessariamente estruturas algálicas, mas sim, estruturas bacterianas, daí o termo esteiras microbiais ou microbiolitos.

Burne & Moore (1987) introduziram o termo microbialito a fim de englobar todos os depósitos carbonáticos produzidos por comunidades microbiais bentônicas, como bactérias e cianobactérias.

3.3.1 – Estromatolitos e Microbiolitos

Em relação às estruturas algáceas, uma interpretação correta das laminações de planície de maré pode ser dificultada pela presença de algas. Alguns autores têm estudado estas estruturas, mas, estas podem ser descritas como esteiras microbiais e estromatolitos (Scholle *et al.*, 1983).

Os estromatolitos são as mais antigas evidências de vida macroscópica na Terra, tendo um largo registro como fósseis. O estudo dos estromatolitos tem sido utilizado para identificar localidades de atividade biológica no passado, interpretar ambientes deposicionais e paleosalinidade, fazer correlações estratigráficas, determinar o sentido de paleocorrentes e taxa de sedimentação.

Os estromatolitos tiveram sua maior ocorrência durante o Proterozóico (figura 3.2), sendo raros no Arqueano provavelmente devido a fatores geológicos. Durante o final do Neoproterozóico (<540Ma), os estromatolitos tiveram um profundo declínio em diversidade e abundância, devido ao aparecimento de metazoários pastadores e perturbadores dos sedimentos. A maior variedade na morfologia dos estromatolitos ocorre no final do Arqueano, onde ocorrem laminados ondulados (estratiformes), nodulares, dômicos, pseudocolunares, colunares, cônicos e oncolíticos (Lemos & Terra, 1994).

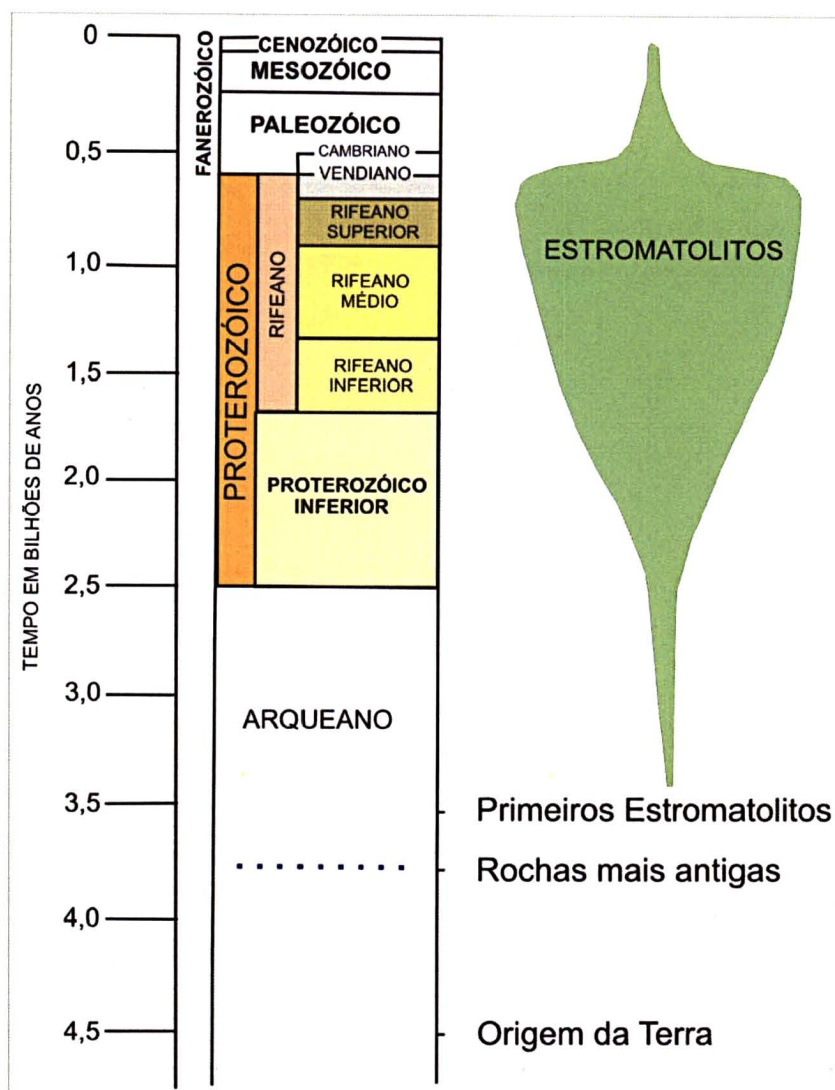


Figura 3.2: Índice de ocorrência dos estromatolitos desde as primeiras evidências no Pré-Cambriano até o Recente. Notar que a maior incidência dá-se no Neoproterozóico. (modificado de Lemos, R.M.T., 1995).

Segundo Demicco *et al.* (1994), os estromatolitos e esteiras microbiais podem ser formados por um ou mais processos, os quais podem ser agrupados em quatro categorias: sedimentação mecânica não influenciada por microorganismos; sedimentação influenciada por microorganismos; precipitação química de carbonatos e, crescimento episódico de uma esteira microbial com pouca (ou sem) sedimentação e precipitação. De acordo com esses processos de formação, surgem dois problemas: o primeiro, é que o número de exemplos modernos é pequeno. Então, pode-se não estar vendo todos os processos capazes de estruturar estas “lâminas estromatolíticas” em seus ambientes característicos. O segundo problema é que a laminação e sua

estrutura interna são produzidas por mecanismos diferentes, alguns dos quais podemos não ter conhecimento.

Na sedimentação influenciada por microorganismos, as estruturas podem aglutinar os sedimentos a partir de sua cobertura viscosa ou pelos filamentos das algas. O processo que irá predominar depende de qual microorganismo está presente na esteira. Os carbonatos podem ser precipitados na superfície ou dentro da esteira, de acordo com processos biogênicos e abiogênicos. Basicamente, dois casos podem ser caracterizados. O primeiro é quando toda a massa de água é supersaturada em carbonato e a precipitação das camadas cristalinas de carbonatos alcalinos, como calcita magnesiana, aragonita e dolomita, é indiferente às atividades dos organismos. O segundo caso acontece quando o local de extração de CO₂, através de organismos fotossintéticos, induz à precipitação de carbonatos alcalinos ao redor de suas células. Uma variada estrutura interna pode ser construída através da combinação destes dois casos, sendo classificadas como micrítica, radial cristalina e micrítica ou peloidal, contendo moldes calcíticos de estruturas orgânicas.

Em ambientes carbonáticos modernos, são comuns nas estruturas com pouca ou sem sedimentação e precipitação, lâminas com poucos centímetros de espessura, contidas por filamentos de cianobactérias com pouco ou nenhum componente precipitado ou detrítico. Exemplos típicos aparecem interbandados com sedimentos depositados por tempestades, e registros de crescimentos de esteiras microbiais aparecem em subambientes semelhantes ao de supramaré em *Andros Island* (Bahamas), carregados pela água do mar durante furacões. É importante ressaltar que camadas de estruturas microbiais podem ser modificadas por processos diagenéticos. Em alguns tipos de laminações, a cimentação pode preencher os espaços vazios entre os grãos detríticos e ao redor das estruturas produzidas pelos microorganismos. Estes cimentos são tipicamente aragoníticos e micríticos (calcita magnesiana).

Almeida (2003) afirmou que os estromatolitos são estruturas biossedimentares produzidas por uma mescla de processos sedimentológicos e biológicos, resultantes da interação de comunidades microbiais bentônicas (principalmente de cianobactérias e bactérias) com o meio em que vivem. Sua laminação se deve ao acúmulo de sucessivas lâminas delgadas de sedimentos

ou/e matéria orgânica através da precipitação, aprisionamento ou/e aglutinação de sedimento em consequência das atividades metabólicas (fotossíntese, decomposição) e padrões de crescimento dos microorganismos presentes no diversificado ecossistema que caracteriza os estromatolitos. Estromatolitos interessam, portanto, à paleontólogos e sedimentólogos. As formas antigas são fósseis porque se tratam de evidências de atividades biológicas pretéritas, mas não são fósseis no sentido mais comum desse termo, pois, ao contrário dos invertebrados fósseis, por exemplo, não representam os restos de indivíduos de uma espécie biológica qualquer. Representam, sim, os vestígios das atividades de uma diversificada comunidade microbiana poliespecífica, que raramente é preservada nos estromatolitos. São, portanto, evidências indiretas da vida pretérita, como icnofósseis. Dessa forma, é errado referir-se a estromatolitos como “algas fósseis” (ou “algas calcárias”), mesmo que Black em 1933 tenha utilizado esse termo no estudo que demonstrou a origem microbiana de estromatolitos modernos nas Bahamas. Hoje em dia não é mais justificável se considerar os microorganismos responsáveis pela formação dos estromatolitos como “algas azuis”, devido ao caráter procariótico (bacteriano) desses organismos, sendo hoje denominados de cianobactérias.

3.3.2 – Ambientes de maré e suas principais estruturas

Segundo Scholle *et al.* (1983), as planícies de maré são sistemas integrados, sendo compostas por três ambientes básicos: supramaré, intermaré e inframaré. Os sedimentos de supramaré são aqueles depositados no meio ou acima da maré alta e expostos a condições subaéreas. Os sedimentos de intermaré são expostos uma ou duas vezes ao dia, dependendo do regime da maré e das condições locais. No sistema de inframaré os sedimentos raramente são expostos ao ar. As estruturas sedimentares estudadas são características de zona de supramaré. Dentre estas estruturas pode-se especificar: gretas de contração, laminações, microbiolitos, estruturas em *bird's-eye* e intraclastos.

As gretas de contração são um dos melhores indicativos desse ambiente deposicional, possuindo um arranjo poligonal causado por contração da lama carbonática. As laminações geralmente resultam de marés de tempestade

(Scholle *et al.*, 1983) e em ambientes de *sabkhas* áridos são freqüentemente destruídas pela dissecação.

Na zona de supramaré superior, a qual está a maior parte do tempo exposta, são comuns calcarenitos, calcilutitos, gretas planas e recristalização espática em dolomito e anidrita. Na zona de supramaré onde se formam as esteiras microbiais, são comuns o trincamento e moldes de raízes, uma abundância de algas e moluscos e matriz dolomitizada.

Entre a zona de supramaré e a intermaré, onde comumente são desenvolvidos os estromatolitos e as algas fosfáticas, os estromatolitos aparecem de dois tipos morfológicos. O primeiro, LLH, é caracterizado por ter lamelas hemi-esferoidais sendo conectadas lateralmente e o segundo, SH, aparece com lamelas hemi-esferoidais empilhadas. Já na zona de inframaré (sempre submersa), são mais comuns os estromatolitos do tipo SS, com lamelas esferoidais empilhadas (figura 3.3).

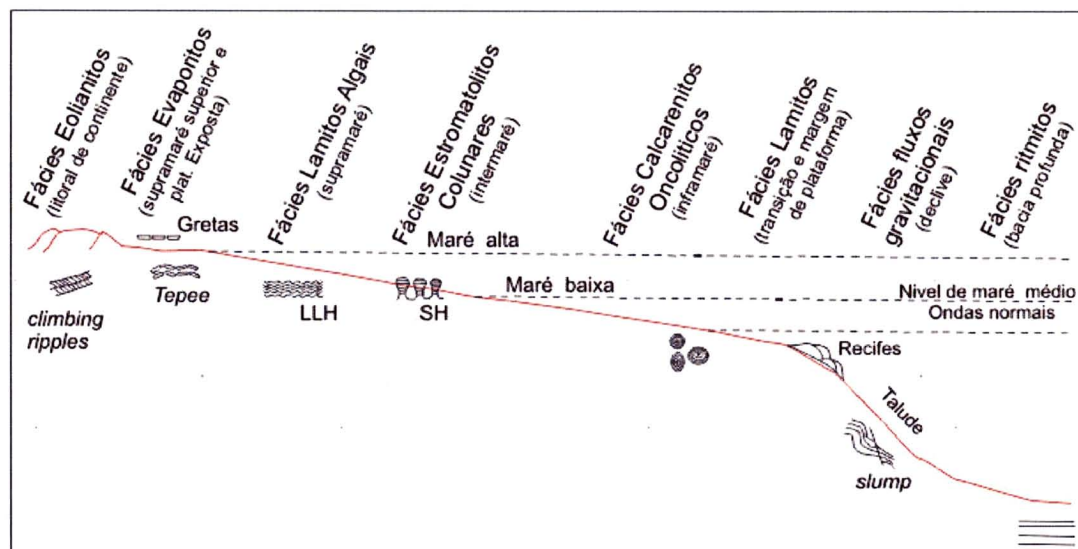


Figura 3.3: Modelo esquemático mostrando os tipos de ambientes deposicionais em planícies de maré.

Bird's-eye são considerados indicadores confiáveis de deposição em supramaré, estas estruturas são pequenas cavidades resultantes de expansão ou contração, formação de bolhas de gás e escape de ar. Intraclastos são fragmentos de sedimentos carbonáticos, erodidos da superfície de deposição e redepositados como um novo sedimento (Terra, 1990).

3.3.3 – Dolomitas

A dolomita ocorre em diferentes ambientes geológicos, petrográficos e geoquímicos, como carbonatitos, rochas metamórficas, depósitos hidrotermais, rochas sedimentares e sedimentos.

A dolomita possui uma estrutura cristalina complexa e uma distribuição desigual ao longo do tempo geológico. Os dolomitos são rochas comumente porosas, sendo assim alvo de estudo para a exploração de petróleo e água.

Existe uma dificuldade para a compreensão da formação do mineral dolomita por precipitação direta ("protodolomita"), sendo um mineral que precisa de tempo para precipitação e ainda não se tem provado a formação da dolomita sedimentar em temperatura ambiente. Os controles químicos na precipitação da dolomita tem sido difíceis de serem elucidados e a maioria tem sido extrapolada por experimentos com temperaturas elevadas (Tucker & Wright, 1990).

Segundo Warren (2000) a dolomita pode se formar através de substituição (como produto da diagênese) ou como uma fase metamórfica/hidrotermal.

Na substituição de calcita por dolomita um dos fatores importantes é a mineralogia original do grão, o tamanho do cristal, o tempo de dolomitização e a natureza dos fluidos no processo. O cristal de dolomita pode adquirir a forma pseudomórfica do cristal precursor, no caso a calcita. Isto acontece quando a dolomita é nucleada em continuidade óptica com a calcita precursora (Tucker & Wright, 1990.). O fator importante para a substituição pseudomórfica é o número de nucleações que o cristal apresenta (Sibley, 1982).

A dolomita por apresentar uma estrutura irregular, com hábito romboédrico comumente euédrico, é mais solúvel que a calcita. Sua estabilidade aumenta com o aumento da temperatura, e com a maior razão Mg/Ca (Tucker & Wright, 1990).

Para a maioria dos fósseis e oóides, compostos por numerosos microcristais, muitas nucleações são requeridas para reter a orientação cristalográfica do cristal precursor, onde há poucos locais nucleados os cristais de dolomita cresceriam e substituiriam alguns microcristais dos grãos,

produzindo cristais não pseudomórficos, com orientações ópticas não relacionadas aos microcristais precursores.

Grãos de aragonita e calcita com alto teor de magnésio são preferencialmente dolomitizados em relação à calcita com baixo-magnésio (Tucker & Wright, 1990.). Comumente, a calcita com alto-magnésio é dolomitizada com boa retenção da trama mineralógica.

As lamas carbonáticas são preferencialmente dolomitizadas e algumas nucleações resultam na substituição de uma dolomita de granulação fina e conseqüentemente a retenção de estruturas sedimentares e texturas originais da rocha. Algumas das dolomitas micríticas (microdolomitas) poderiam ser diretamente precipitadas (Tucker & Wright, 1990.). Em planícies de maré das Bahamas são caracterizadas microdolomitas com boa preservação da textura original, como pelóides e filamentos de algas.

3.3.3.1 – Dolomitização

Segundo Warren (2000) os fluidos dolomitizantes incluem ambientes marinhos com salinidade elevada, lagoas salgadas, água do mar com salinidade normal, água do mar modificada por extensas reduções de sulfatos, água do mar misturada com águas meteóricas e água do mar misturada com águas hipersalinas.

Amaral (1971) fez um estudo detalhado nas rochas calcárias da Formação Irati (Permiano da Bacia do Paraná), no qual dá enfoque para os dolomititos e os processos de dolomitização. Foram feitos vários ensaios nas rochas calcárias, a fim de se delimitar e diferenciar as camadas calcíticas das dolomíticas.

Estudando o processo de dolomitização, Amaral *op cit.* afirmou que nem sempre é possível se perceber uma tendência ao idiomorfismo dos cristais de dolomita, não se percebendo diferença na textura e na porosidade entre o calcário calcítico e o dolomítico, vistos com microscópio petrográfico. Associando este fato com a forma laminar e lenticular das rochas, sempre segundo o plano da estratificação, Amaral *op cit.* acredita que se trata de um processo singenético ou penecontemporâneo à sedimentação, pois seria difícil

imaginar que as soluções magnesianas tenham se infiltrado de maneira tão regular na rocha já consolidada.

Amaral (1975) afirmou que a maioria das rochas da Formação Irati estudadas trata-se de dolomitos puros, independente da textura ou da estrutura, sendo este um fato a favor da dolomitização singenética. São verificadas diversas condições para a formação da dolomita na Formação Irati em um ambiente de deposição com salinidade elevada e pH alcalino. A relação dos dolomitos com a diminuição de fósseis pode ser relacionada a um ambiente mais salino onde ocorre uma maior concentração de íons de magnésio e um menor índice de vida.

Vasconcelos & Mckenzie (1997) propuseram um novo modelo microbial para a formação de dolomita baseados em estudos na Lagoa Vermelha (Rio de Janeiro), a qual se localiza em um ambiente hidrogeológico e climático incomum. A região é dominada por um clima semi-árido, proporcionando uma salinidade extrema na estação seca. A intensa evaporação aumenta a salinidade e abaixa o nível da água, permitindo o influxo de água do mar e suprindo os íons para os processos microbiais.

3.3.3.2 – Modelos de dolomitização

Segundo Tucker & Wright (1990), cinco modelos de dolomitização são correntemente avaliados para a interpretação de dolomitas antigas: o modelo evaporítico (*sabkha*), refluxo de escoamento (*seepage-reflux*), zona de mistura meteórica-marinha (*mixing zone*), soterramento (*burial*) e marinho (*seawater*). Cada um envolve um diferente tipo de fluido de dolomitização e ambiente geológico, mas há uma sobreposição entre os modelos (figura 3.4).

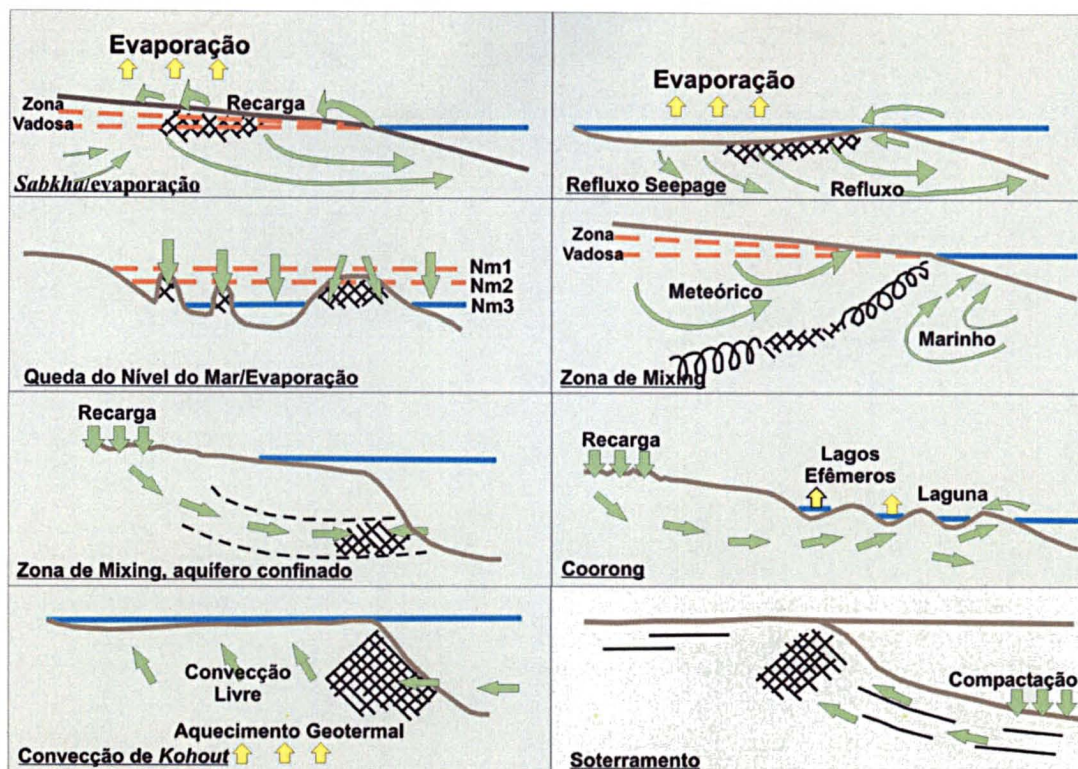


Figura 3.4: Modelos esquemáticos de dolomitização. Modificado de Tucker & Wright, 1990.

Diversos modelos de dolomitização poderiam aplicar-se em um ambiente ou para uma formação, e o produto de um modelo em particular pode não ser muito distintivo petrograficamente ou geoquimicamente. Antes de se optar por um dos modelos de forma confiável, é necessário o conhecimento da paleogeografia e fácies, contexto e distribuição, petrografia e geoquímica das dolomitas.

A maioria das dolomitas formadas atualmente é de ambientes evaporíticos, sendo os depósitos do tipo *sabkha*. O modelo evaporítico se aplica a lagunas hipersalinas, em zonas de supramaré e planícies de maré áridas (*sabkhas*). A dolomitização em ambientes evaporíticos ocorre através da infiltração subsuperficial da água do mar, ou devido às marés sazonais e de tempestades. Crostas dolomíticas ocorrem atualmente em planícies de maré como a de *Andros Island* nas Bahamas, por exemplo. São vários os exemplos conhecidos de dolomitas em ambientes evaporíticos antigos em planícies de maré, como os depósitos da Formação *Lower Carboniferous Aghagrania*, Irlanda (Tucker & Wright, 1990). As fases minerais identificadas nos

sedimentos incluem dolomita, gipsita, halita, celestita, pirita, aragonita, calcita magnesiana e calcita.

O modelo de escoamento-refluxo (*seepage-reflux*) envolve a geração de fluidos de dolomitização através da evaporação de lagoas e a descida desses fluidos em sedimentos subjacentes dos carbonatos. Ocorre em lagunas com barreiras e também em muitos carbonatos depositados em lagunas antigas.

A lógica no modelo meteórico marinho (*mixing-zone*) é que é mais fácil precipitar dolomita de uma solução diluída, de modo que se a água do mar com sua relação Mg/Ca de 5.2 forem misturadas com água meteórica (freshwater), a relação alto Mg/Ca é mantida, mas alguns dos obstáculos cinéticos devido à força iônica elevada da água do mar são removidos (Tucker & Wright, 1990.). A mistura de águas salinas com águas meteóricas favorece uma precipitação lenta e uma diminuição dos sulfatos, proporcionando a dolomitização.

Evidências de precipitação de dolomita, no modelo de compactação ou soterramento (*burial*), podem ser encontradas em muitas rochas dolomíticas, mas se as formações inteiras de carbonatos podem ser dolomitizadas em profundidade, ainda é uma matéria de debate. O principal mecanismo defendido neste modelo é a compactação das rochas carbonáticas e a expulsão de fluidos ricos em Mg^{+2} na borda e na plataforma carbonática. A fonte do magnésio seria a água marinha que se encontra nos poros e as alterações de argilo minerais.

No modelo de dolomitização em água do mar para uma plataforma carbonática, as correntes marinhas são bombeadas juntamente com um refluxo de águas hipersalinas provindas de lagoas e com as correntes de maré da linha de costa, é nesta zona que se precipitaria dolomita. Land (1985 *apud* Warren, 2000) sugere que se houver um mecanismo de bombeamento para mover extensos volumes de água do mar através dos sedimentos carbonáticos, a dolomita pode precipitar diretamente como um cimento marinho de poros preenchidos por água do mar não modificada, sendo que para isto ocorrer, é necessário tempo suficiente para o crescimento de cristais primários.

Na maioria dos modelos discutidos por Tucker & Wright (1990), a fonte de Mg^{+2} é a água do mar, e os problemas cinéticos na precipitação de dolomita de água do mar normal são superados diluindo ou evaporando esta dolomita. Os modelos de dolomitização em água do mar (*seawater models*), fornecem

um mecanismo para dirigir o fluido dolomitizante através dos sedimentos carbonáticos.

3.3.4 – Diagênese

A diagênese abrange todos os processos que afetam os sedimentos após sua deposição, tais como cimentação e dissolução, mas incluem também processos como o desenvolvimento de microporosidade, incorporação de elementos traços e assinaturas isotópicas.

Mudanças diagenéticas podem começar no assoalho marinho, como nos grãos que estão sendo ainda retrabalhados (lavados) ou nos recifes que estão se formando. Os sedimentos carbonáticos marinhos de ambientes antigos e recentes consistem originalmente de uma mistura de aragonita, calcita com alto-Mg e calcita com baixo-Mg. No Recente, os primeiros dois minerais (aragonita e calcita com alto-Mg) são geralmente precipitados como cimentos, a partir dos fluidos marinhos dos poros, durante a diagênese precoce, segundo Tucker & Wright (1990).

Durante a diagênese, os sedimentos carbonáticos podem ganhar ou perder porosidade. Segundo Moore (2001), a diagênese nos carbonatos opera em três ambientes principais: o marinho, próximo à superfície meteórica e ambiente de soterramento (subsuperfície), onde os processos diagenéticos são associados com o tipo de fluido que os originou. Características do *fabric* do cimento e outras texturas são diagnósticas de um ambiente diagenético particular.

Choquette & Pray (1970), dividiram os eventos diagenéticos em eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (figura 3.5), a fim de enfatizar a ordem cronológica dos eventos. A eodiagênese corresponde à diagênese marinha e meteórica (processos superficiais) que ocorrem logo após a deposição do sedimento. A mesodiagênese ocorre durante o soterramento, onde não se tem uma influência dos processos de superfície. A telodiagênese ocorre após a mesodiagênese, quando a rocha é novamente exposta aos eventos diagenéticos de superfície. Estes três eventos diagenéticos também são responsáveis pela criação ou modificação da porosidade nos carbonatos. A figura 3.5 apresenta um esquema das principais superfícies e zonas de

soterramento nas quais a porosidade é criada ou modificada. As áreas A, B e C representam as três maiores zonas pós-deposicionais. A zona eodiagenética se estende da superfície dos carbonatos recém depositados para profundidades onde processos geneticamente relacionados com superfície não se tornam eficazes. A zona telodiagenética se estende da superfície de erosão para profundidades nas quais a maior parte das superfícies relacionadas a processos erosionais se tornam ineficazes. A zona mesodiagenética jaz abaixo da maior parte das influências dos processos que operam em superfície (Choquette & Pray, 1970).

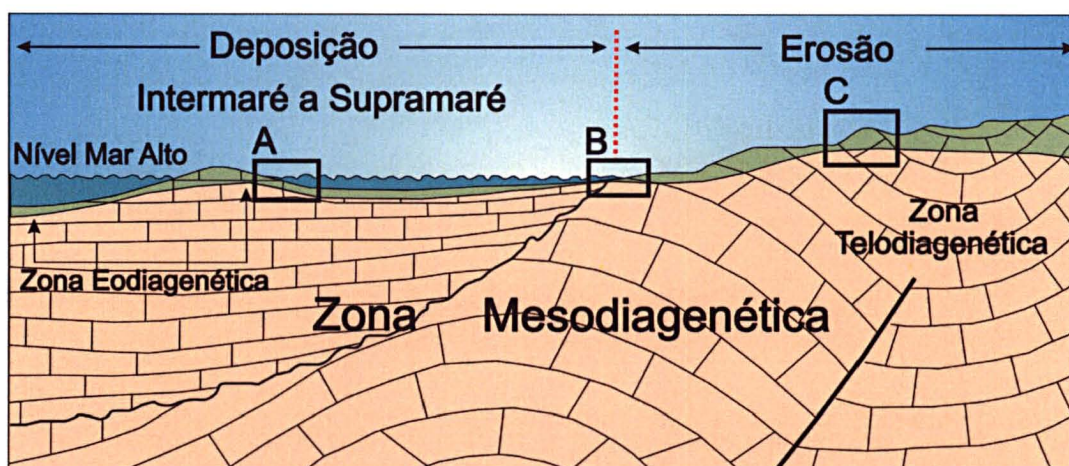


Figura 3.5: Modelo mostrando as três fases diagenéticas (eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese), incluindo ambientes marinhos, meteóricos e de subsuperfície. (Modelo modificado de Choquette & Pray, 1970).

3.3.5 – Químioestratigrafia

A estratigrafia química ou químioestratigrafia envolve a aplicação de dados geoquímicos orgânicos e inorgânicos para caracterizar e correlacionar estratos. Seqüências podem ser subdivididas dentro de unidades estratigráficas com assinaturas geoquímicas diagnósticas. A matéria orgânica geralmente contém uma variedade de indicadores que podem ser usados para reconstruir a história geológica de ambientes continentais e marinhos antigos e a concentração de matéria orgânica nas rochas depende da produção e preservação no ambiente deposicional, Rodrigues, (2005).

As variáveis primárias que determinam os sinais dos isótopos de oxigênio em carbonatos marinhos são a temperatura da água e a composição

do O^{18}/O^{16} na água do mar. A maior ocorrência de oxigênio nos oceanos e mares é o $\delta^{16}O$ e $\delta^{18}O$, o $\delta^{18}O$ é bem mais raro que o $\delta^{16}O$, mas está presente em quantidades mensuráveis. As variações na abundância relativa desses isótopos estáveis em sedimentos marinhos e fósseis podem ser usadas como uma ferramenta para correlação de sedimentos marinhos e para elucidar outros eventos como tectonismo, anoxia e mudanças paleoclimáticas. As composições isotópicas do oxigênio, carbono e enxofre nos oceanos sofreram grandes flutuações no decorrer do tempo geológico e ficaram registradas nos fósseis e sedimentos marinhos, Rodrigues, (1995).

O processo mais importante que pode produzir modificações na composição isotópica nos oceanos é a evaporação Rodrigues, (1995). A razão O^{18}/O^{16} em carbonatos marinhos biogênicos reflete a temperatura e a composição isotópica da água de onde a calcita foi precipitada. Quando a água evapora da superfície do oceano, os isótopos de $\delta^{16}O$ são preferencialmente incorporados no vapor da água, deixando uma concentração maior de isótopos mais pesados ($\delta^{18}O$). Este processo causa uma depleção de $\delta^{18}O$ no vapor da água em relação à água do mar da qual ele evaporou.

As variáveis que afetam a composição dos isótopos de carbono nas rochas carbonáticas não estão ainda totalmente elucidadas. Valores primários de $\delta^{13}C$ em carbonatos marinhos são considerados para ser uma função de C^{13}/C^{12} do carbono orgânico dissolvido na superfície da água, desde que haja pouco fracionamento associado com a precipitação de carbonato. Variações significantes em razões de isótopos de carbono refletem mudanças nos ciclos de carbono nos oceanos. A fotossíntese do fitoplâncton discrimina fortemente o $\delta^{13}C$, incorporando preferencialmente o C^{12} na matéria orgânica formada por estes processos. Sendo assim, a produtividade de fitoplancton ou a oxidação bacteriana de matéria orgânica afetará significativamente os valores de $\delta^{13}C$ na somatória de CO_2 na superfície da água. Durante a diagênese os isótopos de carbono são também fracionados por reações bacterianas, formando CO_2 rico em C^{12} através da oxidação de matéria orgânica ou redução de sulfato, e CO_2 enriquecido em $\delta^{13}C$ devido à metanogênese. Se ambos os isótopos de oxigênio e carbono tornam-se simultaneamente negativos, isto pode significar

diagênese através de águas meteóricas, e conseqüentemente um possível limite de seqüência.

3.3.6 – Nomenclaturas

3.3.6.1 – Classificação das rochas calcárias

- *Classificação de Folk:*

Folk (1959) subdividiu os constituintes das rochas calcárias em duas categorias: a primeira dos constituintes aloquímicos e a segunda dos constituintes ortoquímicos. A classificação de Folk lista basicamente quatro tipos de partículas aloquímicas: intraclastos, oóides, restos de esqueletos (*skeletal debris*) e pelóides (*pellets*). Os constituintes ortoquímicos são basicamente a micrita. A combinação dos dois constituintes (aloquímicos e ortoquímicos) fornece uma base para se classificar oito tipos de rochas calcárias.

Granulometricamente, Folk (1962) classificou as rochas calcárias da seguinte forma (Figura 3.6):

Constituintes Transportados	Constituintes Autigênicos
calcirudito muito grosso calcirudito grosso calcirudito médio	cristalino extremamente grosso
calcirudito fino	cristalino muito grosso
calcarenito grosso calcarenito médio	cristalino grosso
calcarenito fino calcarenito muito fino	cristalino médio
calclutito grosso calilutito médio	cristalino fino
calclutito fino	cristalino muito fino
calclutito muito fino	afano-cristalino

Figura 3.6: Classificação granulométrica proposta por Folk (1962).

- Classificação de Dunham:

Dunham (1962) propôs duas definições para a classificação de rochas carbonáticas, sendo: rocha suportada por grãos e rocha suportada por matriz. Na rocha suportada por grãos, os grãos (constituintes aloquímicos) ocorrem em contato entre si. Na rocha suportada por matriz, os grãos aparecem flutuando na matriz. Para definir os termos utilizados nesta classificação, Dunham (1962) considerou fatores como a textura deposicional, os componentes originais ligados ou não durante a deposição, a presença ou não da matriz e rochas suportadas por grãos ou por matriz. A partir da combinação destes fatores foi proposta a seguinte classificação (Figura 3.7).

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
COMPONENTES ORIGINAIS NÃO "LIGADOS" DURANTE A DEPOSIÇÃO			COMPONENTES ORIGINAIS "LIGADOS" DURANTE A DEPOSIÇÃO		
CONTÉM LAMA (PARTÍCULAS TAMANHO ARGILA/SILTE)		SEM LAMA			
SUPORTADO PELA MATRIZ	SUPORTADO PELOS GRÃOS				
MENOS DE 10% DE GRÃOS	MAIS DE 10% DE GRÃOS		SUPORTADO PELOS GRÃOS		
MUDSTONE	WACKESTONE				PACKSTONE
					CARBONATO CRISTALINO

Figura 3.7: Classificação de Dunham (1962) feita através da combinação de texturas deposicionais dos carbonatos. (Fonte: Terra, 2006).

- Classificação de Friedman:

Segundo Friedman (1986), as rochas dolomíticas podem ser divididas em dois tipos, sendo os calcários dolomíticos (rochas carbonáticas contendo de 50% a 90% do mineral dolomita) e os dolomitos (rochas carbonáticas contendo 90% ou mais de mineral dolomita). Os dolomitos podem ou não preservar a textura original dos sedimentos de CaO. Geneticamente pode-se dividir os dolomitos em três grupos, sendo os dolomitos singenéticos, os dolomitos diagenéticos e os dolomitos epigenéticos (Figura 3.8). Para a formação dos dolomitos singenéticos, a dolomita tem que se formar penecontemporaneamente à deposição. Os dolomitos diagenéticos diferem dos singenéticos, pois estes são formados por substituição da calcita ou dos carbonatos durante ou após a consolidação. Por vezes, é difícil ou impossível

distinguir os dois processos. Nos dolomitos epigenéticos ocorre uma substituição localizada dos carbonatos ao longo dos elementos estruturais pós-deposicionais, como falhas e fraturas.

Rochas Carbonáticas			
% do mineral Dolomita			
de 50% a 90% de dolomita		90% ou mais de dolomita	
CALCÁRIOS DOLOMÍTICOS	DOLOMITOS		
	Processos		
	Singenético	Diagenético	Epigenético

Figura 3.8: Classificação das rochas carbonáticas proposta por Friedman (1986). Para a classificação levou-se em consideração a porcentagem do mineral dolomita e no caso dos dolomitos, enfatizou-se a gênese dos processos.

CAPÍTULO 04

4 – Estudo faciológico das pedreiras Motin Pavin e Tranqueira.

A análise faciológica em depósitos carbonáticos do Pré-cambriano torna-se difícil devido ao fato de que as únicas formas de vida existentes eram as cianobactérias, diferentemente dos registros fossilíferos fanerozóicos que possibilitam correlações estratigráficas mais diretas. A não existência de predadores durante o Pré-cambriano proporcionou o grande desenvolvimento dos microbiólitos, pois estas estruturas tiveram espaço e condições para crescer.

As faciologias das pedreiras Motin Pavin e Tranqueira foram divididas a partir de diferenças estruturais e texturais nos metadolomitos. As principais estruturas diagnósticas de cada fácies estão descritas a seguir.

→ ***Esteiras Microbiais e Estromatólitos***

Esteiras microbiais são estruturas estratiformes associadas com a ação de colônias de cianobactérias. Walter (1976) classificou as esteiras e estromatólitos como estruturas organo-sedimentares produzidas pelo trapeamento, captação e precipitação de sedimentos, resultando do crescimento e atividade metabólica de microorganismos. A grande maioria das esteiras microbiais e estromatólitos carbonáticos são considerados de ambiente marinho raso, relacionado à zona de supra e a intermaré, podendo também ocorrer em de águas continentais, não marinhos (lacustres e transicionais).

→ ***Gretas de Contração (mud cracks)***

As gretas de contração (ou *mudcracks*) são as estruturas que representam o melhor indicativo de um ambiente sedimentar. São mais associadas com ambientes de supramaré podendo ocorrer também em *playa lakes* e na parte superior da zona de intermaré. Quando as gretas são

identificadas em planta ou em sessão transversal, podem ser consideradas umas das estruturas sedimentares mais eficientes para caracterizar um ambiente carbonático de planície de maré (Demicco & Hardie, 1994). Um número de observações não sistemáticas tem sido feito sobre a possível influência do ambiente na geometria das gretas de contração e estas são consideradas como um forte indicio de exposição subaérea em ambientes carbonáticos antigos.

→ **Tepee**

Adams & Frenzel (1950) introduziram o termo estrutura “*tepee*” referindo-se a estruturas deformacionais antiformes encontradas em carbonatos do Permiano do Grupo Carlsbad no Novo México. Os *tepees* ocorrem como unidades estratigráficas bem definidas, sobrepondo e sendo sotoposta por camadas não deformadas. Dentro de cada zona de *tepee* a estrutura abruptamente morre no contato com a camada superior.

Os *tepees* são feições sindeposicionais não podendo ser relacionadas a deformações tectônicas posteriores. Estruturas do tipo *tepee* (Adams & Frenzel, 1950) são formadas pelo crescimento expansivo de cimento dentro dos sedimentos (Demicco & Hardie, 1994), derivado de escape de fluidos em um ambiente de exposição subaérea de planície de maré.

→ **Flat Pebbles Conglomerates**

Segundo Myrrow et al., (2004) carbonatos *flat pebble conglomerate* são um importante componente do Pré-cambriano e estratos basais do Paleozóico, mas sua origem ainda não é muito clara. Em estudos feitos na Formação Snowy Range, Myrrow (*op. cit*) inferiu uma origem para o desenvolvimento destes conglomerados, onde uma variedade de estruturas deformacionais sinsedimentares registra a transição de estratificações suavemente deformadas *in situ* para camadas onduladas, até desenvolver os *flat pebble conglomerate*. Estas feições resultam de uma subsequente deformação dúctil logo após a compactação.

Flat pebbles conglomerates são considerados como carbonatos de ambientes marinhos rasos que tipicamente ocorrem como camadas individuais de até 1m de espessura, sendo que a maioria das ocorrências possui apenas alguns centímetros. As camadas geralmente têm uma distribuição bimodal do tamanho dos grãos, sendo componentes de pelóides, oóides ou fragmentos de esqueletos. As características de conglomerados carbonáticos de ambientes marinhos rasos contrastam com os carbonatos marinhos profundos, sendo este último, o produto de um transporte gravitacional. O transporte gravitacional de sedimentos inclui fluxo de detritos, de grãos e turbiditos. *Flat pebble gravels* formados por erosão de laminitos de inter e supramaré durante eventos de tempestade, em planícies de maré modernas, têm sido amplamente usados como análogos na origem de *flat pebble conglomerates* antigos (Demicco & Hardie, 1994).

Intraclastos provavelmente erodidos e redepositados, principalmente durante tempestades, ocorrem em duas áreas principais, nas planícies de supramaré e nos canais de intramaré. Devido à cimentação dos sedimentos de lama nas planícies de maré serem comumente restritos a condições de supramaré, é deste ambiente que provém a maioria dos intraclastos. Polígonos de lama produzidos por dissecação (*mud cracks*) são altamente suscetíveis à erosão e redeposição. Durante uma tempestade em 1960 na baía da Flórida, observou-se a deposição quase que instantaneamente de *flat pebbles conglomerates* na planície de supramaré, sendo esta composta pela redeposição dos polígonos de lama (Shinn, 1983).

→ **Laminações**

É importante destacar que laminações provenientes de planícies de planícies de maré podem ser formadas durante eventos de tempestades (Ball et al, 1963), esta evidência é observada deste o Proterozóico e Paleozóico Inferior, antes mesmo do desenvolvimento de diversos organismos.

4.1 – Faciologia e petrografia da pedra Motin Pavin (Região da Gruta de Bacaetava).

A pedra Motin Pavin, situa-se nas proximidades da Gruta de Bacaetava, município de Colombo (Paraná). As camadas estão basculadas preferencialmente na direção de N70°W/35°NE e a base foi definida a partir da primeira bancada explorada (foto 4.1). A seção exposta foi dividida em três grandes unidades (MPA, MPB e MPC) de acordo com diferenças texturais, estruturais e variações faciológicas marcantes.

A pedra Motin Pavin foi dividida em três grandes unidades de acordo com associações faciológicas, sendo as unidades MPA, MPB e MPC.

PEDREIRA MOTIN PAVIN

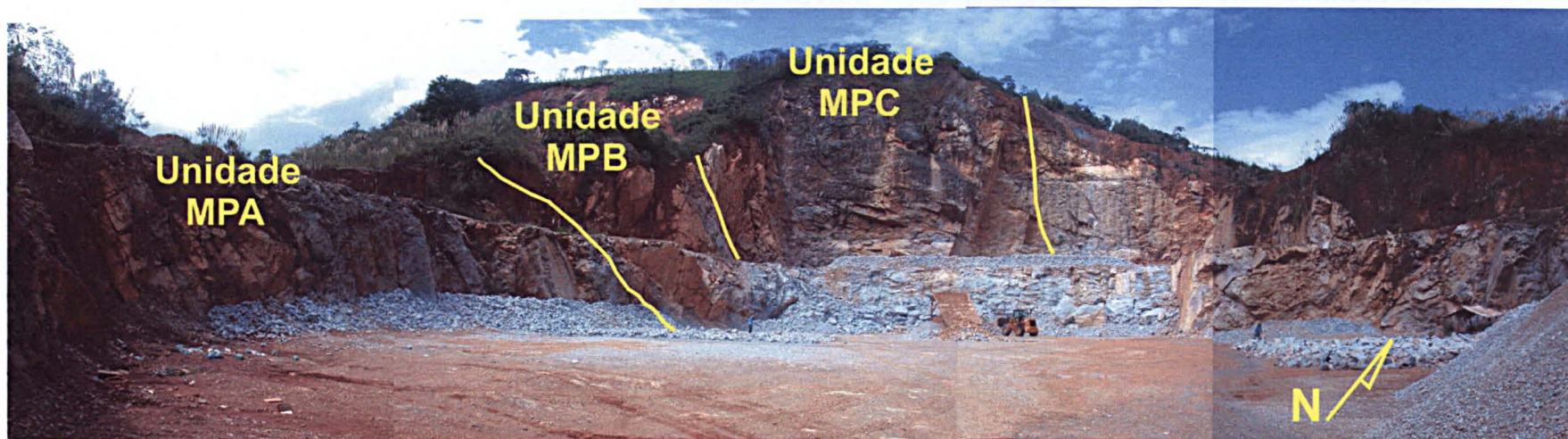


Foto 4.1: Vista geral da pedreira Motin Pavin, região do entorno da Gruta da Bacaetava. A pedreira está dividida em duas bancadas, a bancada inferior representa a unidade MPA e parte da unidade MPB, a bancada superior representa as unidades MPB e MPC.

A unidade MPA é composta por três fácies (figura 4.1), sendo que cada uma, remete a um ciclo deposicional com estruturas diferentes. Compreende o intervalo entre a base do perfil, nível da estrada, até 56m de altura. A pedreira atualmente em atividade exploratória está dividida em duas bancadas (inferior e superior) e a unidade MPA corresponde somente a bancada inferior da pedreira. A fácies metadolomito maciço (Mm) compreende aos níveis onde a rocha possui textura homogênea ou com venulações, não sendo caracterizada nenhuma estrutura biogênica ou sedimentar. A fácies metadolomito com estruturas biogênicas (Me) compreende as esteiras microbiais, estas ocorrem em pequena escala estando em apenas três pequenos intervalos desta unidade. A terceira fácies denominada como metadolomito com estruturas plano-paralelas não biogênicas (MI), representa os acamamentos sedimentares, caracterizados por uma alternância de níveis claros e escuros.

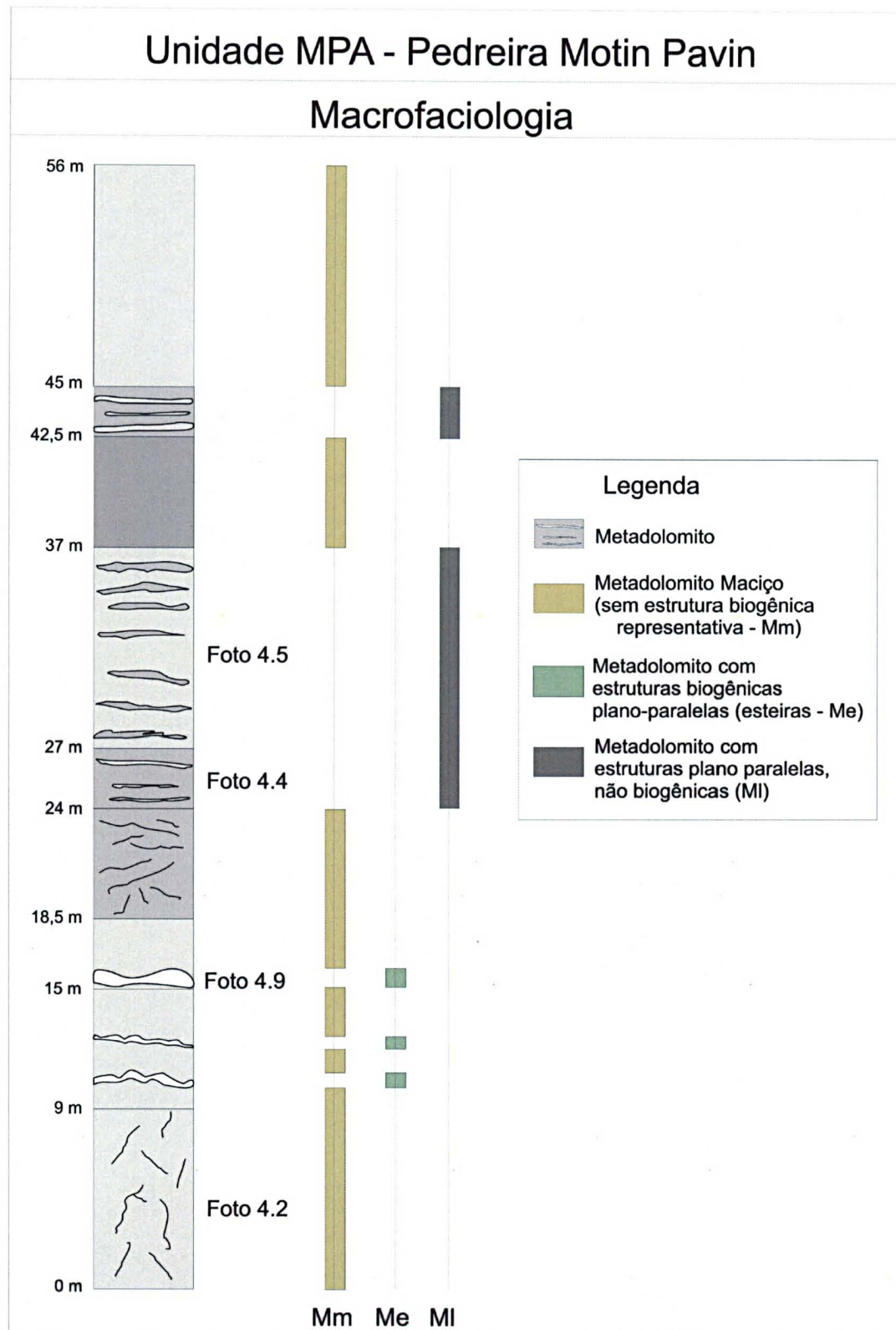


Figura 4.1: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade MPA. A divisão da macrofaciologia foi feita com base em variáveis diagnósticas de cada intervalo. Foi dividida em três fácies, sendo Mm, Me e MI. Corresponde ao intervalo entre 0m (nível da estrada) e 56m de altura.

A unidade MPB compreende o intervalo de 56m até 99m de altura. Ocorre predominantemente na bancada superior, sendo que os primeiros 10m (aproximadamente) também podem ser visualizados na bancada inferior devido ao avanço da lavra na pedreira.

A unidade MPB foi diferenciada em quatro macrofaciologias, sendo as fácies Me, Mb, MI e Mec, como representado no perfil (figura 4.2). A fácies metadolomito com estruturas biogênicas plano-paralelas (Me), caracterizada pelas esteiras microbiais, é observada em dois intervalos e apesar de ambas estruturas serem plano paralelas e contínuas, ocorrem de duas formas diferentes. Na profundidade de 90m as esteiras aparecem como substrato das cabeças estromatolíticas. A fácies metadolomito com estruturas biogênicas brechadas (Mb) correspondem aos microbiolitos com aspecto retrabalhado. Esta fácies aflora nas bancadas inferior e superior, como citado acima. A fácies metadolomitos com estruturas plano-paralelas não biogênicas (MI) corresponde aos níveis estratificados com intercalações de camadas claras e escuras, entre 73m e 90m. A fácies metadolomitos com estromatolitos colunares (Mec) é observada em dois intervalos, na base da unidade (em 56m) e em 91m, onde as cabeças estromatolíticas ocorrem bem representadas.

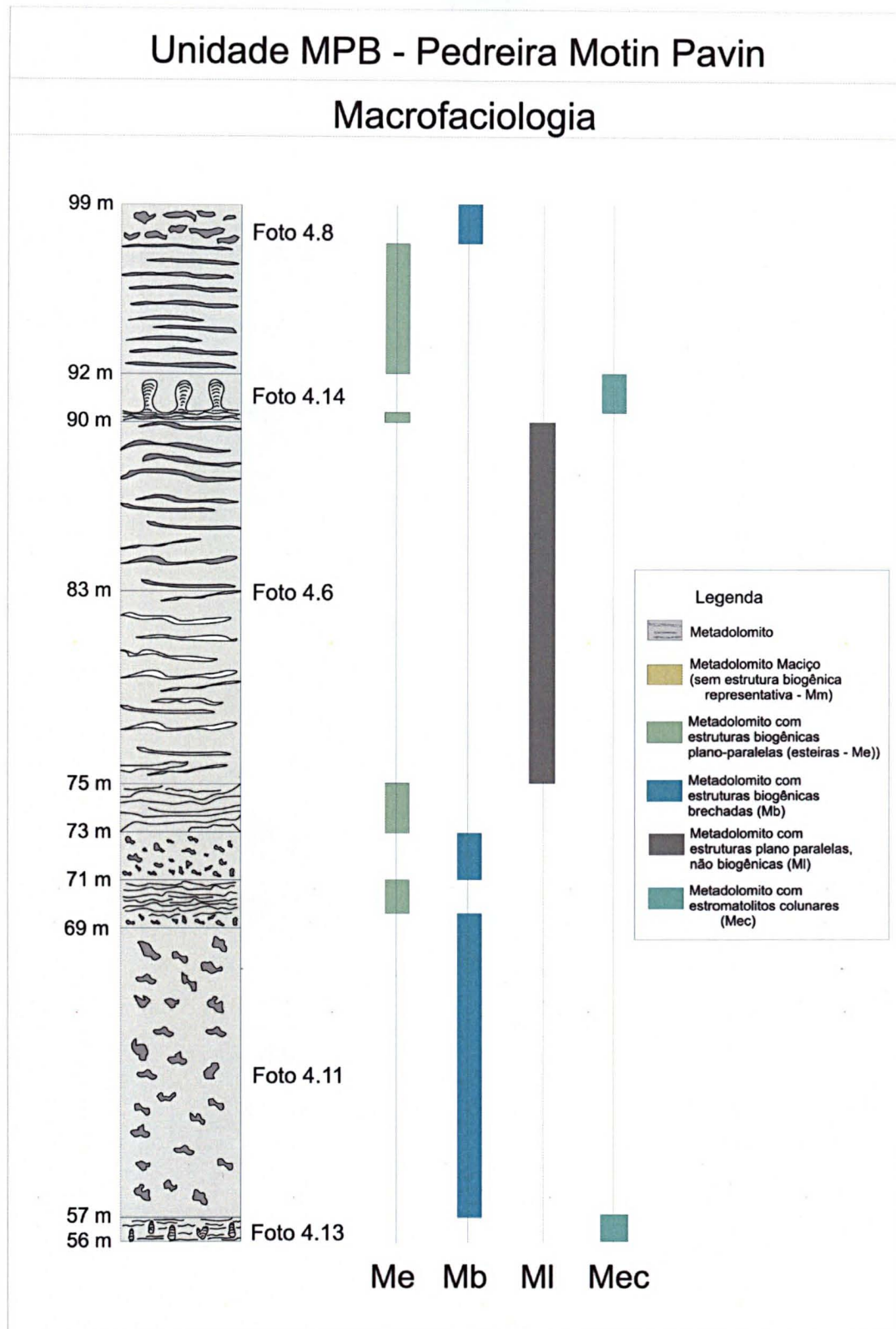


Figura 4.2: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade MPB. A divisão da macrofaciologia foi feita com base em variáveis diagnósticas de cada set., podendo diferenciar os ambientes deposicionais.

A unidade MPC, caracterizada pelas ocorrências mais significativas das estruturas estromatolíticas, compreende o intervalo de 99m a 165m.

A unidade MPC foi dividida em três macrofaciologias como representado no perfil (figura 4.3). A fácies metadolomito maciço sem estrutura biogênica representativa (Mm) aparece em dois intervalos, na base e no topo do perfil e sua espessura varia de 1m a 6m (aproximadamente).

A fácies metadolomito com estruturas biogênicas (Me), caracterizado pelas esteiras microbiais, também ocorre somente em um único intervalo, entre 126m e 127m. Esta ocorre entre a fácies metadolomito com estromatolitos colunares (Mec) onde as estruturas aparecem em tamanhos menores e pouco desenvolvidos e estão relacionados a um ambiente mais raso (supramaré), o qual propiciou o desenvolvimento das esteiras microbiais.

A fácies mais significativa desta unidade, classificada como metadolomito com estromatolitos colunares (Mec), engloba todas as estruturas estromatolíticas. Os estromatolitos ocorrem em vários tamanhos, espessuras e diferentes tonalidades. Variam de colunares a bifurcados, sendo estes mais predominantes.

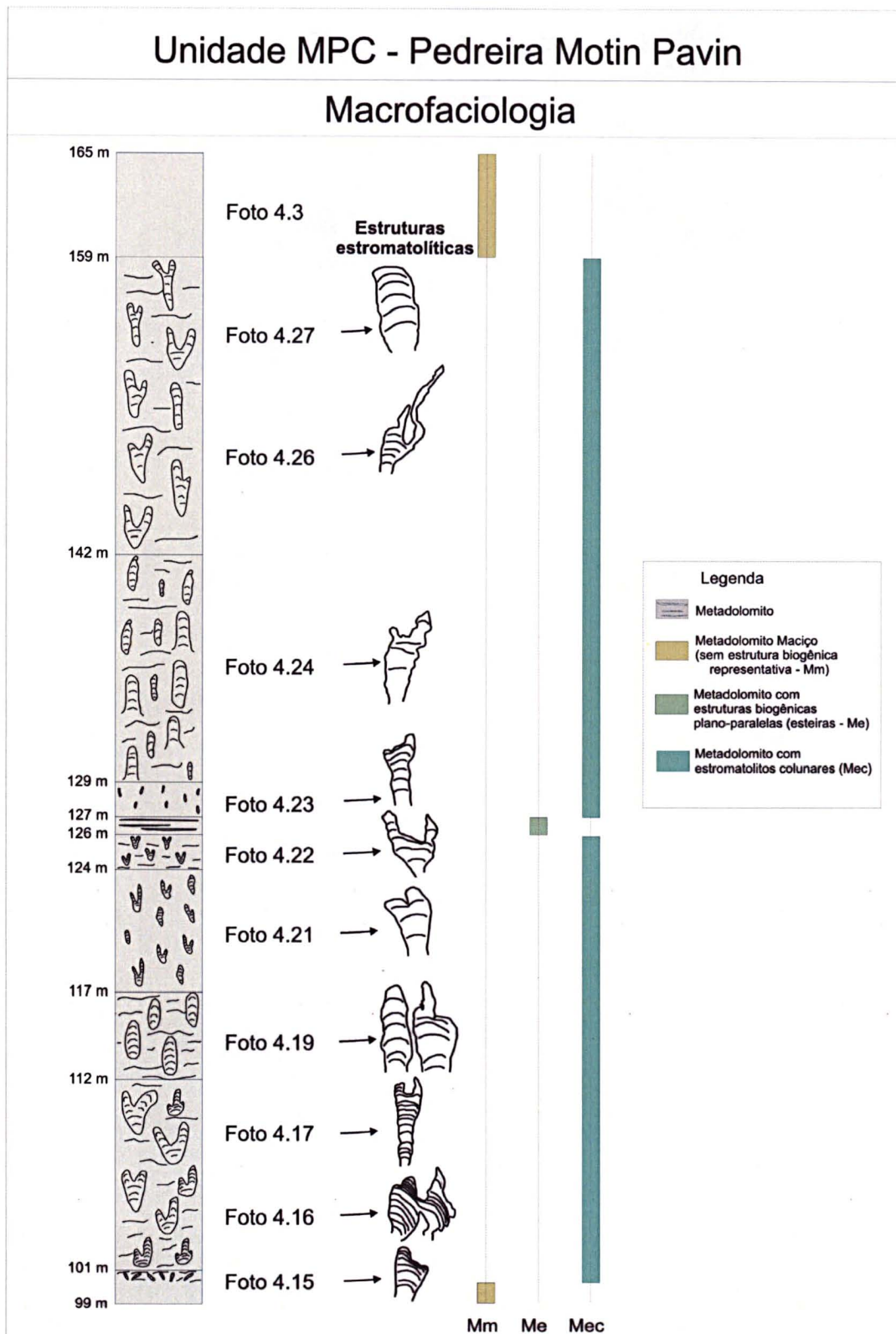


Figura 4.3: Perfil esquemático com a coluna litológica e a divisão da macrofaciologia da unidade MPC. Esta unidade contém as formas mais representativas de estromatólitos colunares, bifurcados e ramificados de toda a pedreira. O perfil foi dividido em três fácies, sendo que as fácies Mm e Me ocorrem em apenas um intervalo, enquanto a fácies Mec representa os 58m restantes.

Foram diferenciadas cinco faciologias na pedreira Motin Pavin, de acordo com as variações macroscópicas e morfológicas, sendo as fácies metadolomio maciço (Mm), metadolomito com estrutura plano paralela não biogênica (MI), metadolomito com estrutura biogênica plano paralela (Me), metadolomito com estrutura biogênica brechada (Mb) e metadolomito com estromatolitos colunares (Mec).

4.1.1 – Fácies metadolomito maciço (Mm)

O intervalo mais espesso compreende-se da base da pedreira, na bancada inferior (nível da estrada) até os primeiros 10m, sendo que, a partir daí, ocorre intercalado com duas fácies (Me e MI) até o contato com a bancada superior da pedreira. A fácies é composta por metadolomitos com coloração variando de cinza escura a cinza clara, com estrutura predominantemente maciça, tendo algumas venulações de espessura milimétrica e coloração esbranquiçada. O intervalo compreendido de 0 a 10m é caracterizado por metadolomitos com coloração cinza clara e estrutura maciça (Foto 4.2).

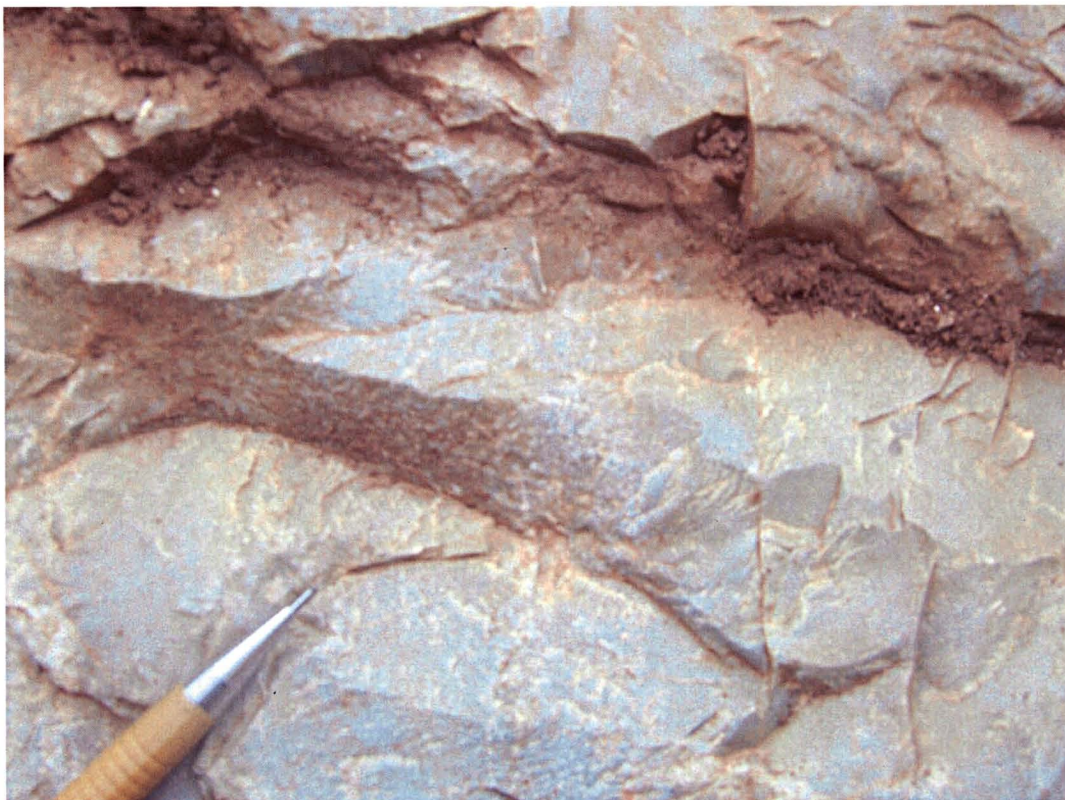


Foto 4.2: Metadolomito de coloração cinza clara e maciço.

De 16 a 24m o metadolomito volta a ocorrer com coloração cinza médio e estrutura maciça, mas em 18,5m encontra-se venulações milimétricas a centimétricas no metadolomito de coloração cinza escura. Entre 30 e 42,5m o metadolomito apresenta estrutura maciça, homogênea e sua coloração é cinza escura.

Na base da unidade MPC, entre 99 e 100m, o metadolomito apresenta estrutura maciça, com coloração cinza escuro e granulação média, já no topo da unidade MPC, o intervalo entre 159 a 165m é caracterizado por metadolomito com estrutura maciça, granulação média e coloração cinza claro (Foto 4.3), correspondendo ao topo do perfil da pedreira Motin Pavin.



Foto 4.3: Metadolomito maciço representando o topo do perfil da pedreira Motin Pavin.

4.1.2 – Fácies metadolomito com estratificação plano paralela não biogênica (MI)

A fácies MI ocorre nas unidades MPA e MPB, sendo esta última a mais representativa.

Entre 24 e 27m o metadolomito ocorre com laminações plano-paralelas, irregulares, com espessura variando de milimétrica a centimétrica, tendo uma alternância de coloração cinza clara e escura (Foto 4.4). A partir dos 27m as laminações têm espessuras predominantemente centimétricas (níveis cinza claro e escuro), tendo algumas laminações milimétricas dispostas de forma irregular, laminações plano-paralelas, centimétricas e a coloração varia entre o cinza escuro e claro, esta estrutura prevalece até os 30m (Foto 4.5). Em 45m voltam a ocorrer às estratificações de coloração cinza claro e escuro.

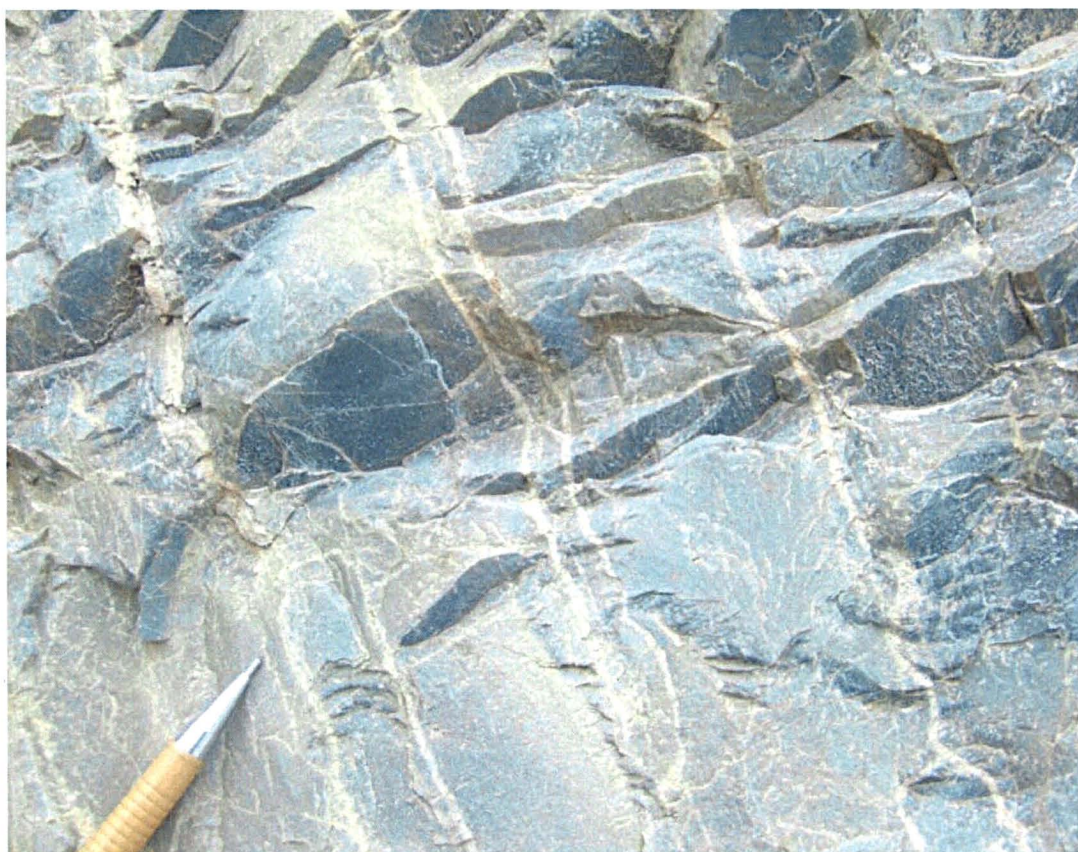


Foto 4.4: Laminações paralelas, granulação média, compostas por uma intercalação claro/escuro.

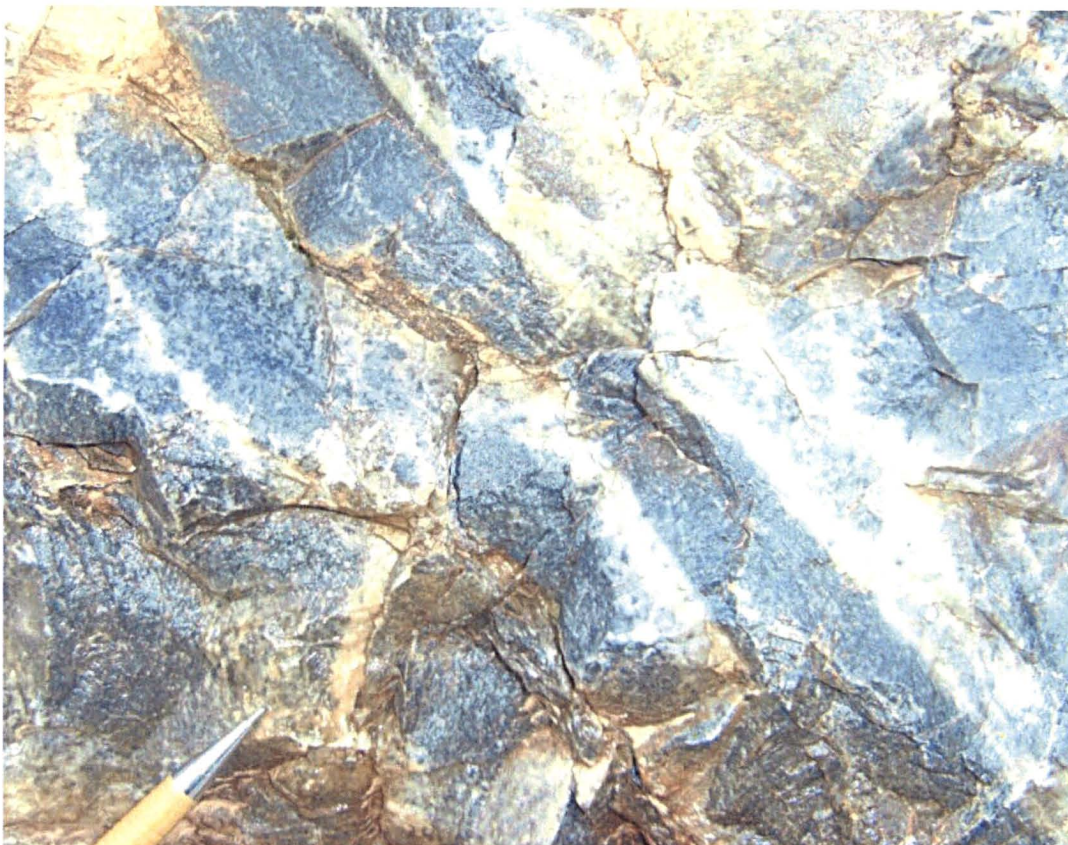


Foto 4.5: Laminações paralelas, granulação média, compostas por uma intercalação claro/escuro. Os níveis de coloração cinza escuro ocorrem mais espessos.

No intervalo de 73m a 90m (Foto 4.6) o metadolomito ocorre laminado e plano-paralelo com variações de coloração e espessura no decorrer do intervalo. Entre 75 e 83m as laminações variam de milimétricas a centimétricas, com alternância de colorações cinza claro e médio, sendo mais evidente as camadas mais claras. Entre 83 e 90m as laminações são centimétricas (com espessura de até 5cm) e ocorre uma alternância de coloração cinza médio e escuro. A petrografia mostrou uma variação de dolomita com cristalinidade fina e média/grossa. Não ocorrem estruturas bem definidas estando a dolomita com cristalinidade média/grossa em aglomerados e alguns destes cristais podem ser considerados como “pseudomorfos” de evaporitos (Foto 4.7). Sais como a anidrita, gipsita e celestita são muito instáveis e em um processo de dolomitização podem ser facilmente substituídos.



Foto 4.6: Metadolomito com laminação plano paralela. Do lado esquerdo da foto prevalece a coloração cinza clara no metadolomito com intervalos milimétricos e centimétricos de coloração cinza escuro. Do lado direito da foto prevalecem as laminações de coloração cinza escura. A seta indica o contato entre os dois intervalos, em 83m.

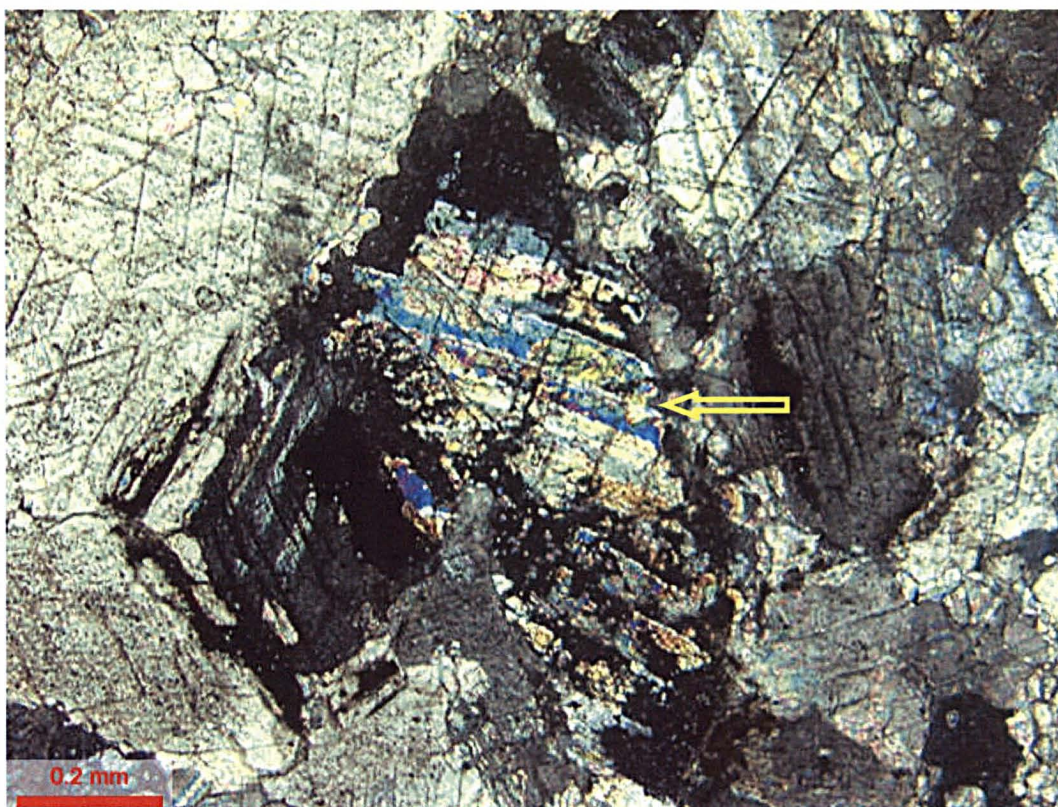


Foto 4.7: Dolomita de cristalinidade média com o que seria um "pseudomorfo" de evaporito (seta - anidrita?). Nota-se também, *vugs* dentro dos cristais, o que se torna um forte indício da substituição através da dolomitização. (Polarizadores cruzados).

No intervalo de 92 a 99m volta a aparecer a estrutura estratificada da fácies M1. As estratificações ocorrem com espessuras centimétricas (até 06cm) e alternância de coloração cinza médio e escuro. Entre 98 e 99m, neste mesmo intervalo, as estratificações aparecem quebradas, o que pode vir a indicar uma possível exposição (Foto 4.8), mas não chegam a representar as estruturas clássicas de gretas de contração.



Foto 4.8: Metadolomito com estratificações plano paralelas, parcialmente quebradas. O metadolomito ocorre com intercalação de níveis com coloração cinza escuro e esbranquiçado. Detalhe de um dos níveis quebrados (setas).

4.1.3 – fácies metadolomito com estrutura biogênica plano paralela (Me)

A fácies metadolomito com estrutura biogênica plano paralela é caracterizada pelas esteiras microbiais e aparece representada em pequenos intervalos das unidades MPA, MPB e MPC, sendo que ocorre de forma mais significativa na unidade MPC.

No intervalo entre 10 e 16m, correspondente a unidade MPA, os níveis de esteiras microbiais possuem espessuras centimétricas, variando entre 1cm a 10cm, coloração esbranquiçada, granulometria média e forma irregular (Foto 4.9).

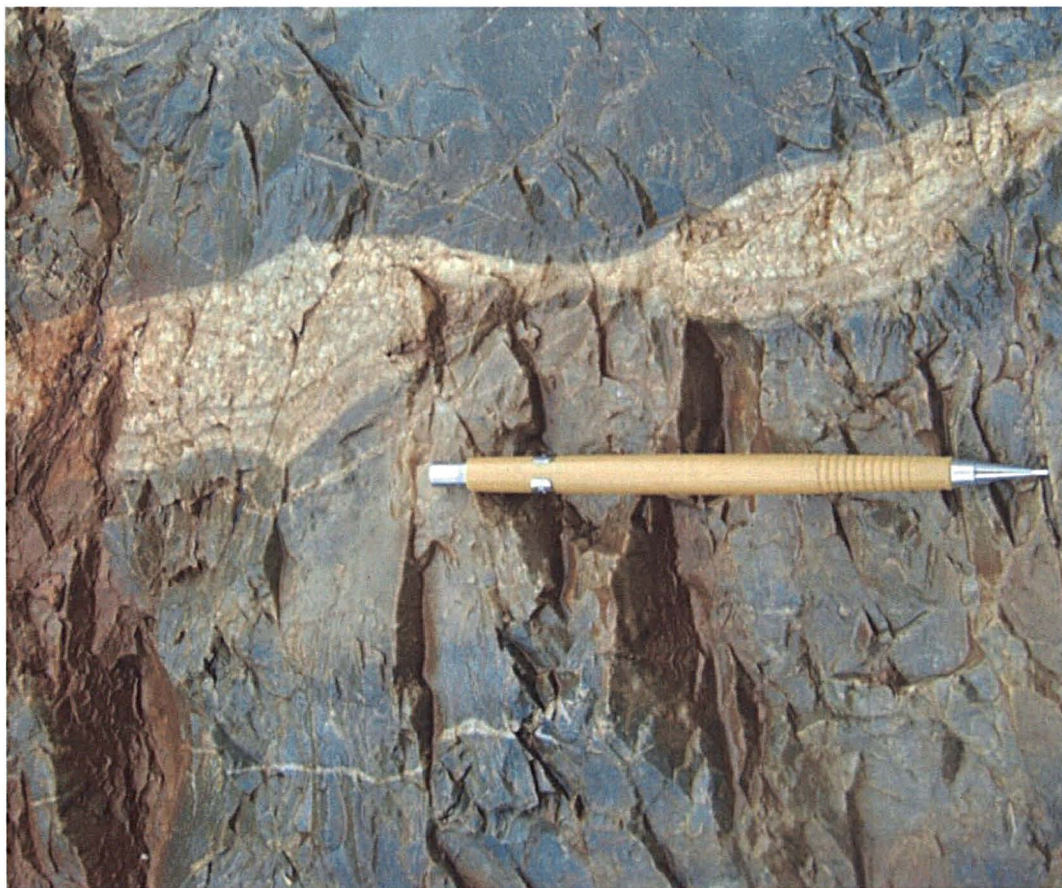


Foto 4.9: Estrutura laminada crenulada, granulação média e espessura variando de milimétrica a centimétrica (microbialito).

Em 71m, é observado um nível de 10cm de espessura de esteiras microbiais, plano-paralelas a levemente onduladas. O estudo petrográfico destas esteiras mostrou que cristais de dolomita de cristalinidade média aparecem estirados e podem remeter a interpretação de uma substituição (recristalização) de lama carbonática de uma estrutura estromatolítica (Foto 4.10). Alguns cristais de dolomita, também com cristalinidade média, contém pseudomorfos de prováveis níveis evaporíticos (anidrita?). *Vugs* preservados na rocha são um indício de uma porosidade que ficou preservada.

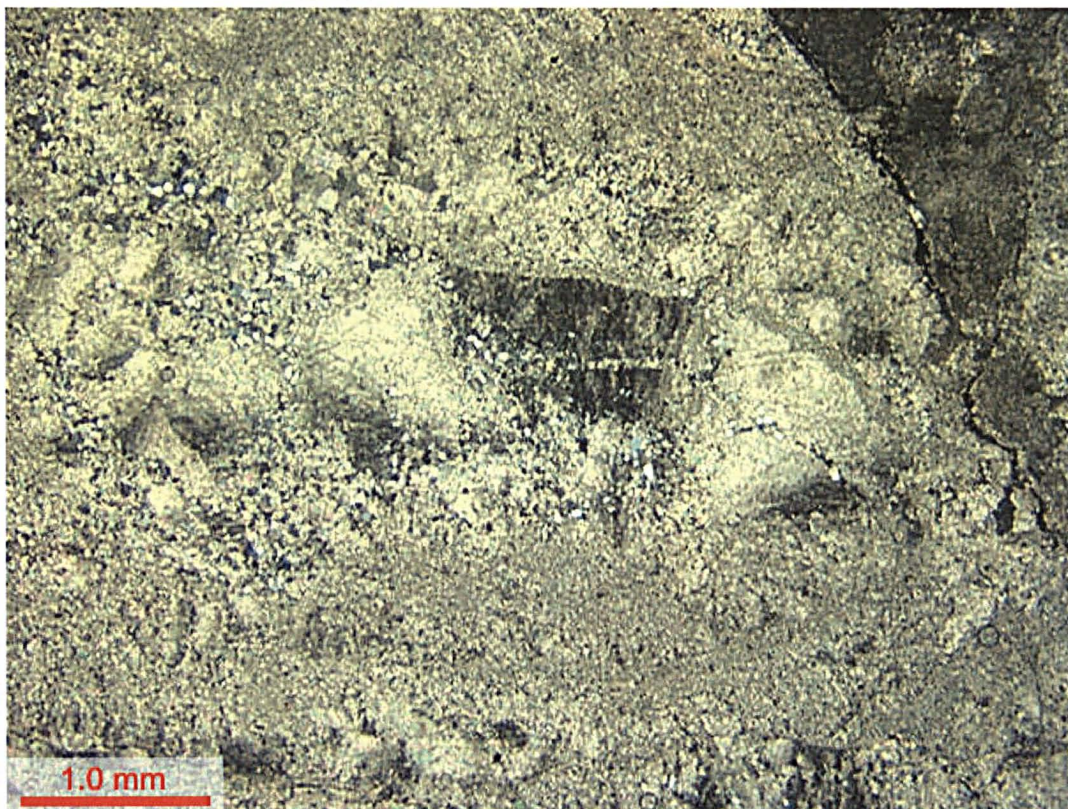


Foto 4.10: Fotomicrografia da extinção ondulante na dolomita, característica de estruturas microbiais. Notar que somente ocorre à extinção em uma parte, a microdolomita e dolomita de cristalinidade fina que aparecem ao redor não possuem a mesma extinção. (Polarizadores cruzados).

Em 90m as esteiras microbiais aparecem associadas aos estromatolitos colunares, ocorrendo como substrato para o crescimento destes. Possuem espessuras que variam de milimétricas a centimétricas, coloração cinza escuro e por vezes ocorrem tão próximas que parecem uma única camada. Entre 126 e 127m as esteiras microbiais ocorrem com suas laminações levemente irregulares e crenuladas. A rocha tem coloração variando entre o cinza escuro

(ricas em matéria orgânica) e esbranquiçado (constituídas de material carbonático trapeado ou precipitado). A espessura das laminações varia de milimétrica a centimétrica.

4.1.4 – fácies metadolomito com estrutura biogênica brechada (Mb)

A fácies metadolomito com estrutura biogênica brechada aparece apenas em uma unidade da pedreira Motin Pavin. A fácies ocorre na unidade MPB e apresenta um intervalo praticamente contínuo. As estruturas aparecem nas duas bancadas, inferior e superior, estando mais bem representadas na bancada inferior.

Entre 57 a 69m são caracterizadas as estruturas biogênicas com aspecto macroscópico brechado e retrabalhado. As estruturas possuem formas arredondadas e alongadas, sendo algumas com aspectos tubulares. Estas apresentam coloração cinza claro com a matriz do metadolomito cinza escuro (Foto 4.11). A razão matriz/fragmento é elevada e as estruturas chegam a ter tamanho de até 5cm.

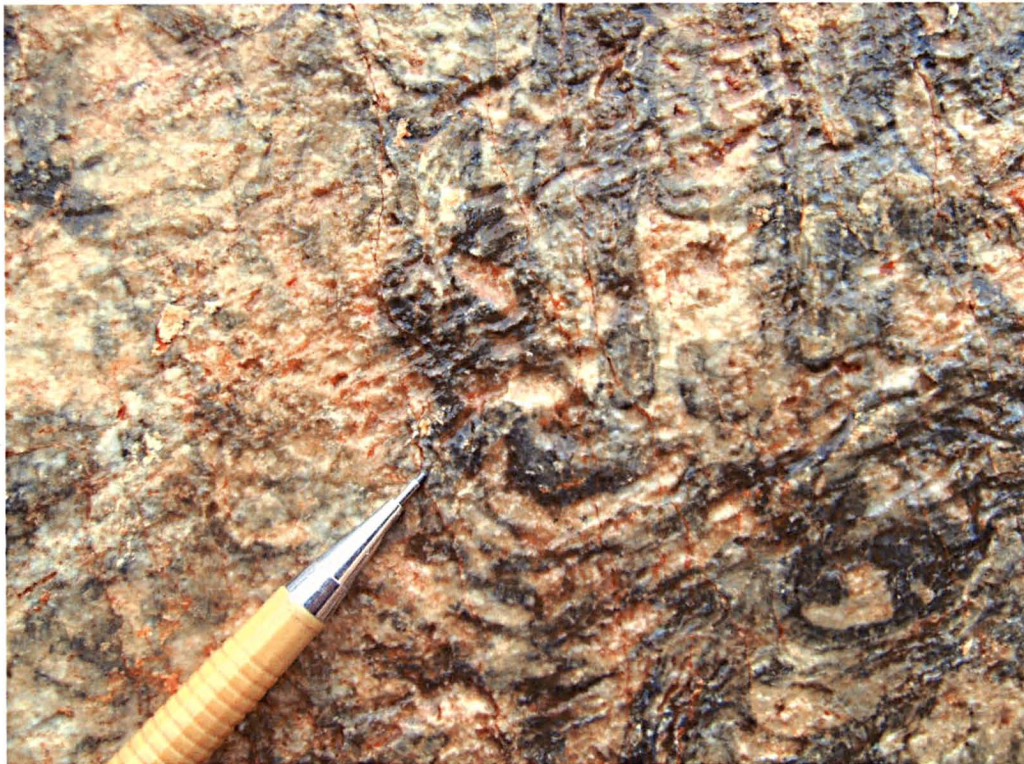


Foto 4.11: Microbiólitos com aspecto brechado, cujas estruturas internas estão representadas na foto 4.12. Nota-se as estruturas alongadas e tubulares.

Em lâmina delgada, estas estruturas biogênicas foram denominadas por Srivastava (informação verbal) como *tussocks* (Foto 4.12), que são microfilitos formados por colônias de cianobactérias fibrosas. Entre as estruturas biogênicas, a matriz da rocha é composta por dolomita de cristalinidade fina com alguns cristais de dolomita com cristalinidade média dispersos.

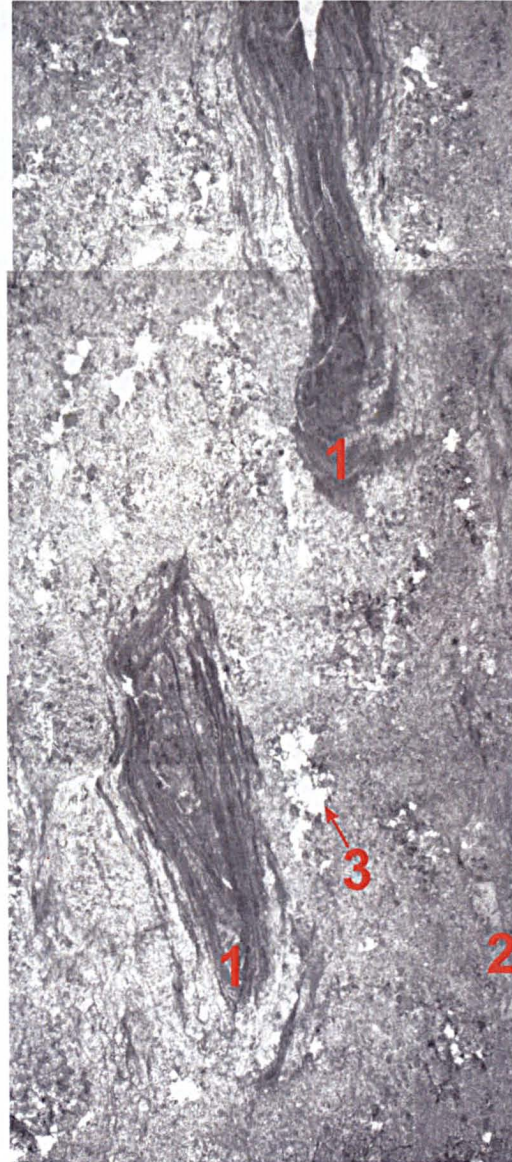


Foto 4.12: (1) Microbiolitos classificados como *tussocks*. Nota-se que são estruturas laminadas concêntricas compostas por microdolomita. O corte na lâmina representa a sessão basal da estrutura. (2) Matriz do metadolomito composta por microdolomita. (3) Cristais de dolomita de cristalinidade média que ocorrem preenchendo uma porosidade primária na rocha. (Foto tirada em lupa com aumento de 7x).

No intervalo de 69 a 73m, os microbiolitos com aspecto brechado ocorrem em proporção (razão matriz/fragmento) menor que no nível anterior. Possuem características parecidas com as do nível anterior, os fragmentos ocorrem arredondados e alongados, de coloração cinza claro e a matriz da rocha cinza escuro.

4.1.4 – fácies metadolomito com estromatolitos colunares (Mec)

A fácies metadolomito com estromatolitos colunares aparece nas unidades MPB e MPC, sendo que as estruturas aflorantes mais representativas ocorrem na unidade MPC.

É na unidade MPB que as estruturas estromatolíticas começam a aparecer. No intervalo de 56 a 57m são caracterizados estromatolitos colunares (Foto 4.13), sendo alguns bifurcados. Estes não ocorrem muitos bem representados, mas é possível diferenciar algumas cabeças estromatolíticas que chegam a ter 25cm de comprimento e 3cm de espessura, sua coloração é cinza escuro e a matriz da rocha é cinza clara.

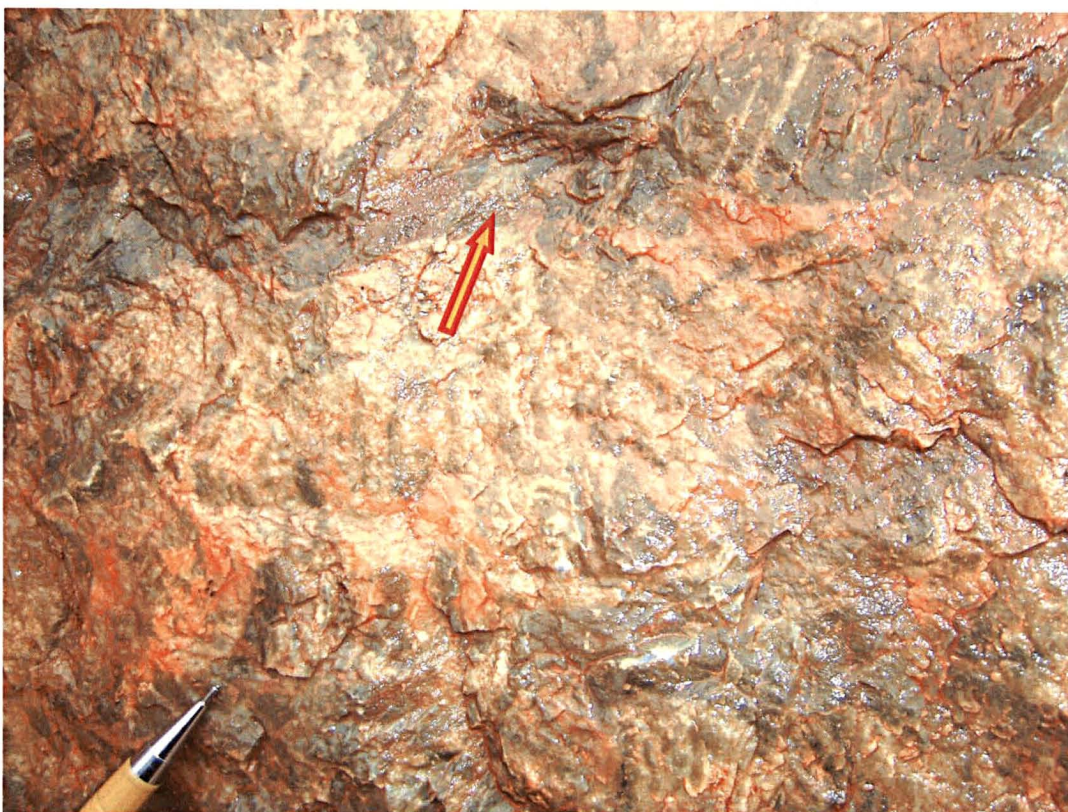


Foto 4.13: Corresponde a primeira evidência de estrutura estromatolítica. No topo da foto, é possível identificar a estrutura correspondente ao estromatolito colunar. Não é possível diferenciar as laminações internas. No entorno verificam-se pequenos fragmentos de estromatolitos.

No intervalo entre 90 e 92m são identificados estromatolitos colunares (Foto 4.14), crescendo a partir de um substrato laminado plano paralelo (esteiras microbiais), ou seja, as cabeças tiveram condições para se desenvolver. As lâminas estromatolíticas internas possuem espessuras milimétricas, de coloração cinza escuro enquanto a matriz da rocha possui coloração cinza médio. As laminações são irregulares e algumas ocorrem crenuladas. As cabeças ocorrem cilíndricas, estando afuniladas na base. O tamanho varia de 15 a 20cm de altura e apresenta cerca de 3cm de diâmetro. A petrografia mostrou que as laminações estromatolíticas são compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações variam de planares a curvadas, representando as cabeças estromatolíticas. Grãos de quartzo sub-arredondados ocorrem em níveis preferencialmente com a dolomita de cristalinidade fina.



Foto 4.14: Estromatolitos colunares crescendo a partir de um substrato laminado (esteiras). São subcilíndricos, afunilados na base e as cabeças têm suas paredes irregulares. As laminações internas ocorrem com espessuras diferentes, com níveis claros mais espessos.

Em aproximadamente 100m começam a aparecer os estromatolitos na unidade MPC. Estes ocorrem mal definidos, em pequena escala, sendo possível caracterizar apenas algumas evidências de sua estrutura, como laminações internas e morfologia (Foto 4.15). As laminações apresentam espessuras milimétricas caracterizadas apenas em algumas porções, a coloração é cinza escuro e a matriz da rocha cinza claro. Na parte superior das cabeças é possível caracterizar leves ondulações que podem representar o início de uma bifurcação.

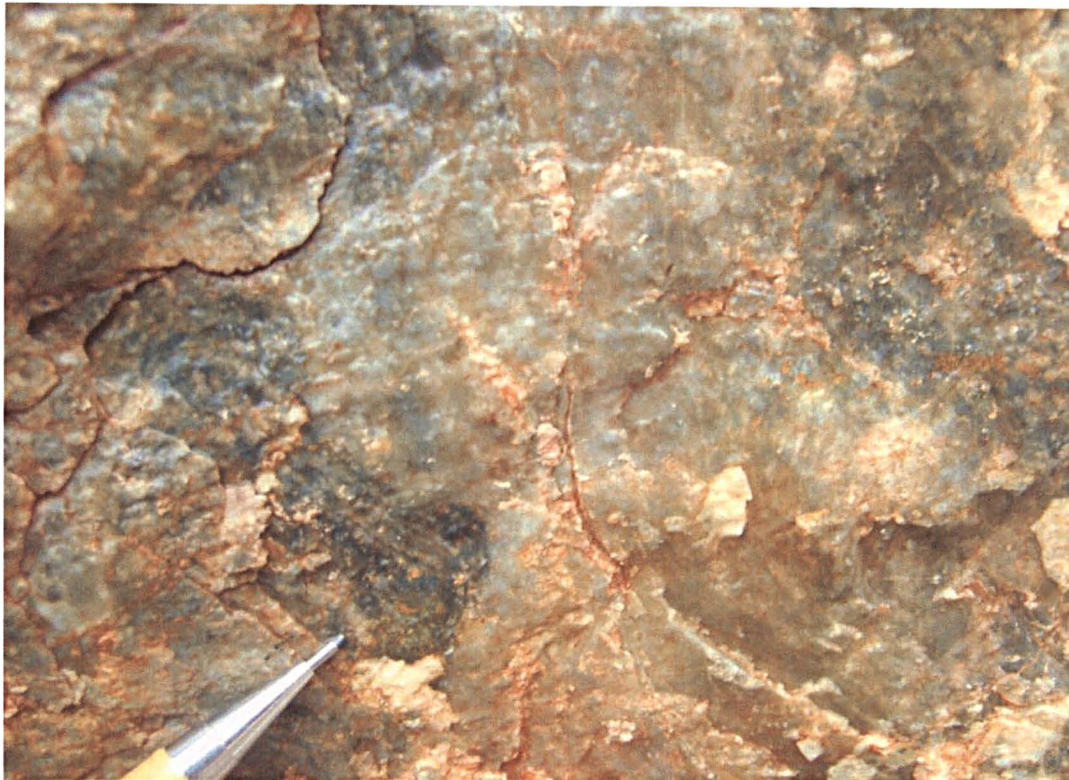


Foto 4.15: Estromatolito colunar, mal formado, com laminações irregulares de coloração cinza escuro. Não é possível definir com precisão a morfologia das estruturas.

No intervalo de 101 a 112m os estromatolitos ocorrem colunares, subcilíndricos, não ramificados e algumas cabeças aparecem interligadas (Foto 4.16) e bifurcadas (Foto 4.17). Parte das estruturas ocorre com sua superfície irregular na porção superior. As laminações internas têm coloração cinza escuro, espessura milimétrica, regulares e bem definidas. O tamanho das cabeças varia de 14 a 20cm em altura e possuem cerca de 05cm de diâmetro. A matriz da rocha que compõe as estruturas tem coloração cinza médio com alguns fragmentos de estromatolitos.



Foto 4.16: Estromatolito colunar e bifurcado, laminações de coloração cinza escuro, algumas estruturas ocorrem interligadas, podendo representar uma espécie de microorganismos diferente.



Foto 4.17: Estromatolito colunar, cilíndrico a subcilíndrico, laminações internas escuras. Ocorrem laminações internas mais espessas e de coloração cinza claro.

Na petrografia verificou-se a estrutura estromatolítica diferenciada de forma sutil pelas laminações compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade fina (Foto 4.18). Grãos de quartzo tamanho areia fina ocorrem associados com os níveis de dolomita de cristalinidade fina. A porção da rocha onde não aparecem as laminações apresenta uma textura homogênea composta por dolomita e quartzo disseminado.

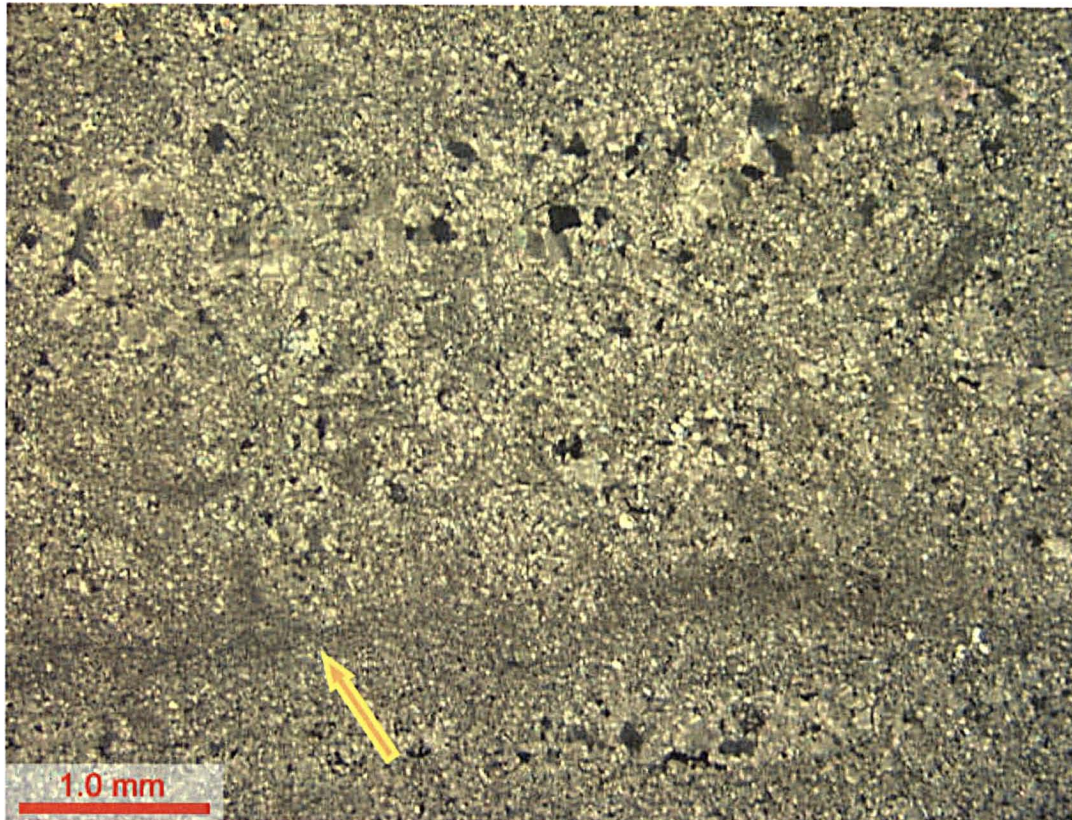


Foto 4.18: Fotomicrografia da laminação estromatolítica diferenciada pela microdolomita e dolomita de cristalinidade fina (seta). (Polarizadores cruzados).

De 112 a 117m os estromatolitos permanecem colunares, mas com uma morfologia diferenciada. Suas laminações internas são milimétricas com coloração cinza claro e não ocorrem bem diferenciadas. As cabeças estromatolíticas variam de cilíndricas a subcilíndricas, sem ramificações (Foto 4.19). Grande parte das estruturas aparece irregular na porção superior. O tamanho varia de 14 a 18cm de altura e de 2 a 3cm de diâmetro. A matriz da rocha apresenta coloração cinza médio e observam-se fragmentos de estromatolitos. Em lâmina delgada não foi possível diferenciar as estruturas

laminadas dos estromatolitos. A dolomita ocorre com cristalinidade variando de média a grossa. A dolomita com cristalinidade média possui birrefringência alta e formas alongadas e arredondadas, que podem evidenciar a estrutura estromatolítica. A dolomita com cristalinidade grossa apresenta porções com alta birrefringência que poderiam caracterizar os “pseudomorfos” de minerais evaporíticos (anidrita?) (Foto 4.20).



Foto 4.19: Estromatolito colunar, erodidos ou dissolvidos na parte superior das cabeças, laminação interna clara e matriz escura. São observados fragmentos das próprias cabeças na matriz do metadolomito (seta).

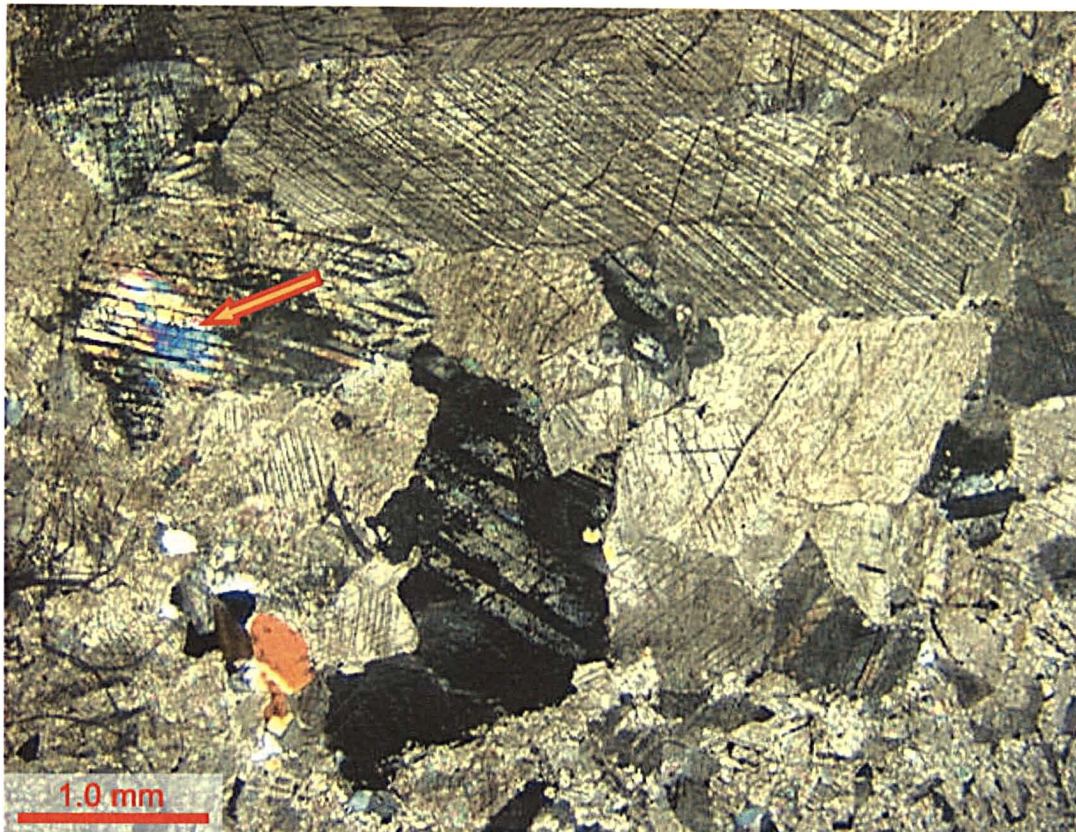


Foto 4.20: Dolomita de cristalinidade grossa com alta birrefringência "pseudomorfo" de evaporito(?). Detalhe do cristal com birrefringência alta indicado pela seta. (Polarizadores cruzados).

No intervalo de 117 a 124m os estromatolitos ocorrem em escalas menores, são colunares, variam de cilíndricos a subcilíndricos, não ramificados e com pequenas bifurcações (Foto 4.21). O tamanho varia de 10 a 12cm em altura e de 2 a 4cm em diâmetro. As laminações internas são milimétricas e por vezes irregulares, têm coloração cinza claro enquanto a matriz da rocha possui coloração cinza escuro. Fragmentos de estromatolitos são identificados na matriz.

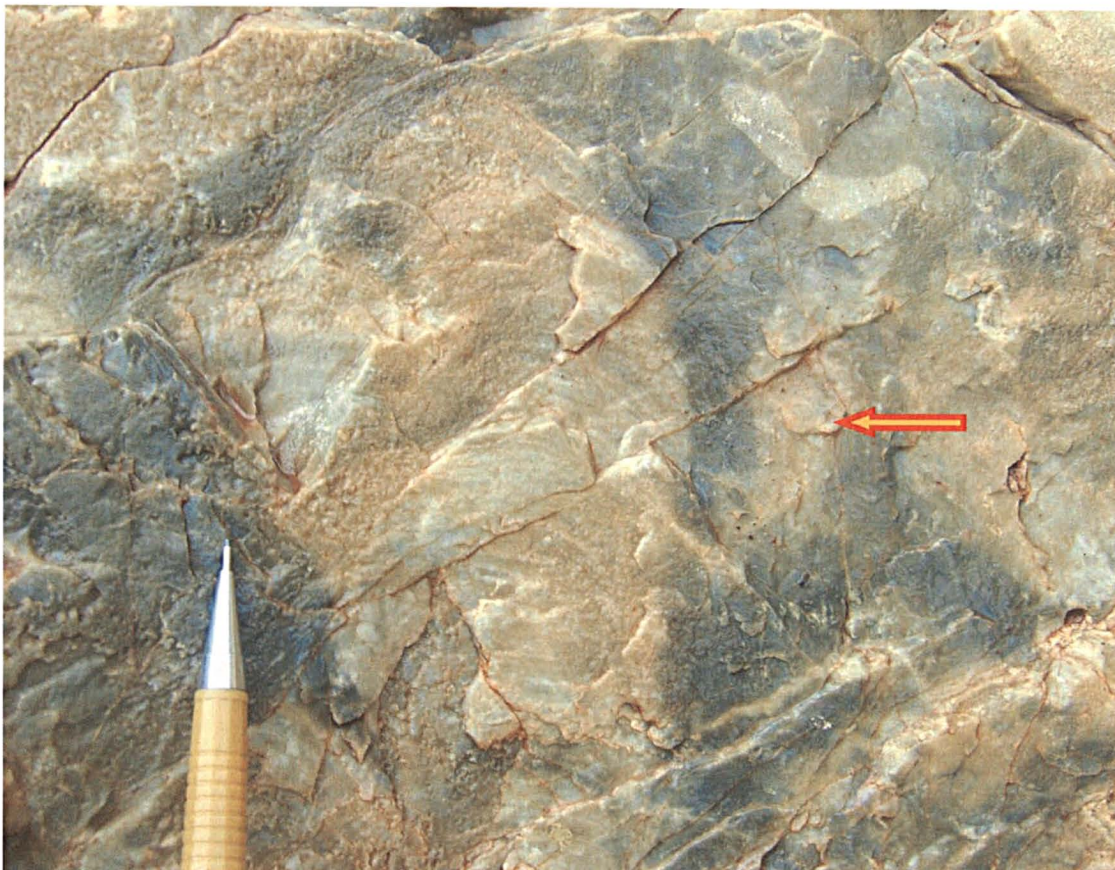


Foto 4.21: Estromatolito colunar, subcilíndrico, com fragmentos de estromatolitos na matriz (seta).

No intervalo entre 124 e 126m são encontradas algumas estruturas estromatolíticas colunares, bifurcadas e com as cabeças em forma de xícara (Foto 4.22). Podem-se verificar algumas laminações internas irregulares. Têm em média 5cm de tamanho e diâmetro entre 1 e 4cm. As laminações têm coloração cinza escuro enquanto a matriz da rocha ocorre de coloração cinza claro.

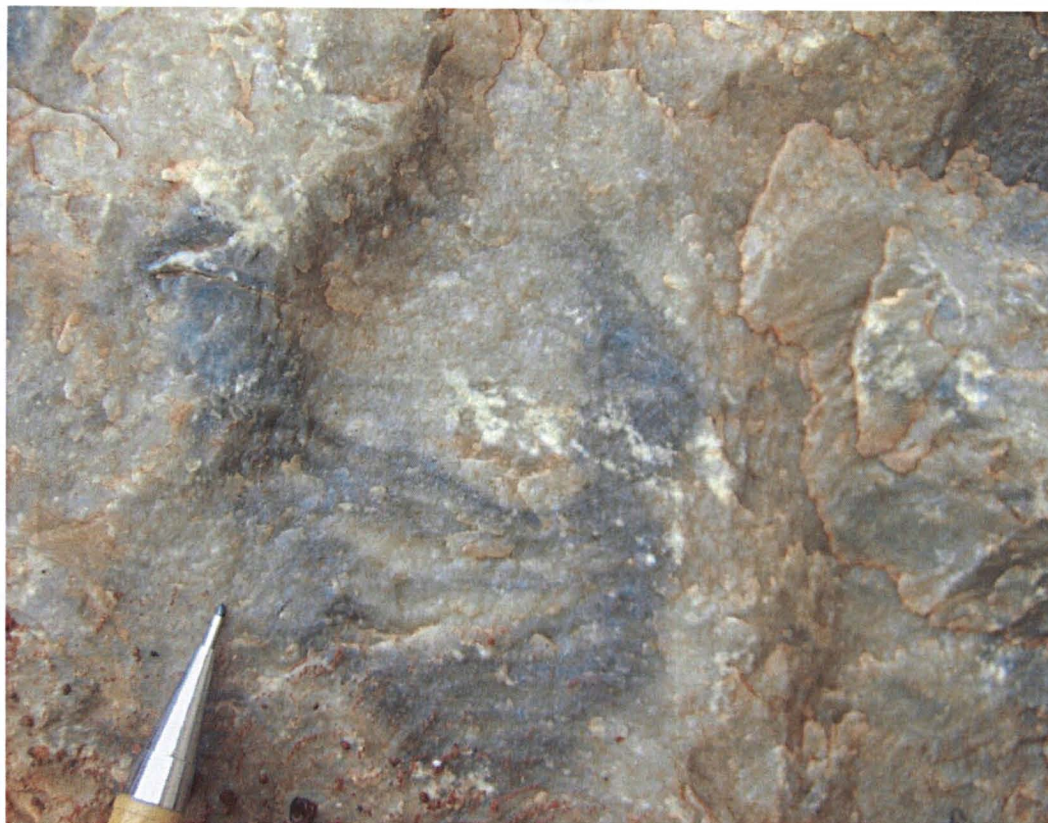


Foto 4.22: Estromatolito colunar, com colunas subcilíndricas e forma do tipo “xícara”.

Entre 127 e 129m observa-se estromatolitos colunares, subcilíndricos, não ramificados e com bifurcações sutis (Foto 4.23). O tamanho varia de 10 a 14cm de altura e de 1,5 a 3cm de diâmetro. As laminações internas são irregulares e por vezes crenuladas, com espessuras milimétricas e centimétricas. As laminações possuem intercalações de coloração cinza claro (centimétricas) e escuro (milimétricas). As cabeças não possuem superfícies bem definidas, a matriz do metadolomito tem coloração cinza claro.

No intervalo de 129 a 142m os estromatolitos continuam colunares com variações no tamanho e morfologia. O tamanho varia de 14 a 16cm de altura e de 1 a 3cm de diâmetro. São subcilíndricos, não ramificados e com bifurcações mais representativas que no nível anterior (Foto 4.24). Os braços bifurcados ocorrem semi-paralelos e com tamanhos diferentes. As laminações internas são milimétricas, com alguns níveis centimétricos, irregulares e

levemente crenuladas. As cabeças possuem coloração cinza escuro e enquanto a matriz da rocha apresenta coloração cinza claro.



Foto 4.23: Estromatolitos colunares, com pequenas bifurcações. As laminações ocorrem com espessuras variadas e a superfície da estrutura aparece mal definida (seta).



Foto 4.24: Estromatolito colunar, bifurcados. A porção superior parece ter sido erodida ou dissolvida (seta). As laminações internas têm coloração escura e ocorrem irregulares.

Foi possível definir em lâmina petrográfica as laminações da estrutura estromatolítica, sendo estas diferenciadas por uma alternância de microdolomita e dolomita de cristalinidade muito fina. Ocorrem algumas porções com dolomita de cristalinidade média a grossa, como preenchimento de uma porosidade. Intraclastos de composição microdolomítica ocorrem juntamente com dolomita de cristalinidade muito fina, como fragmentos de estruturas microbiais, que podem ser de estromatolitos ou esteiras (Foto 4.25).

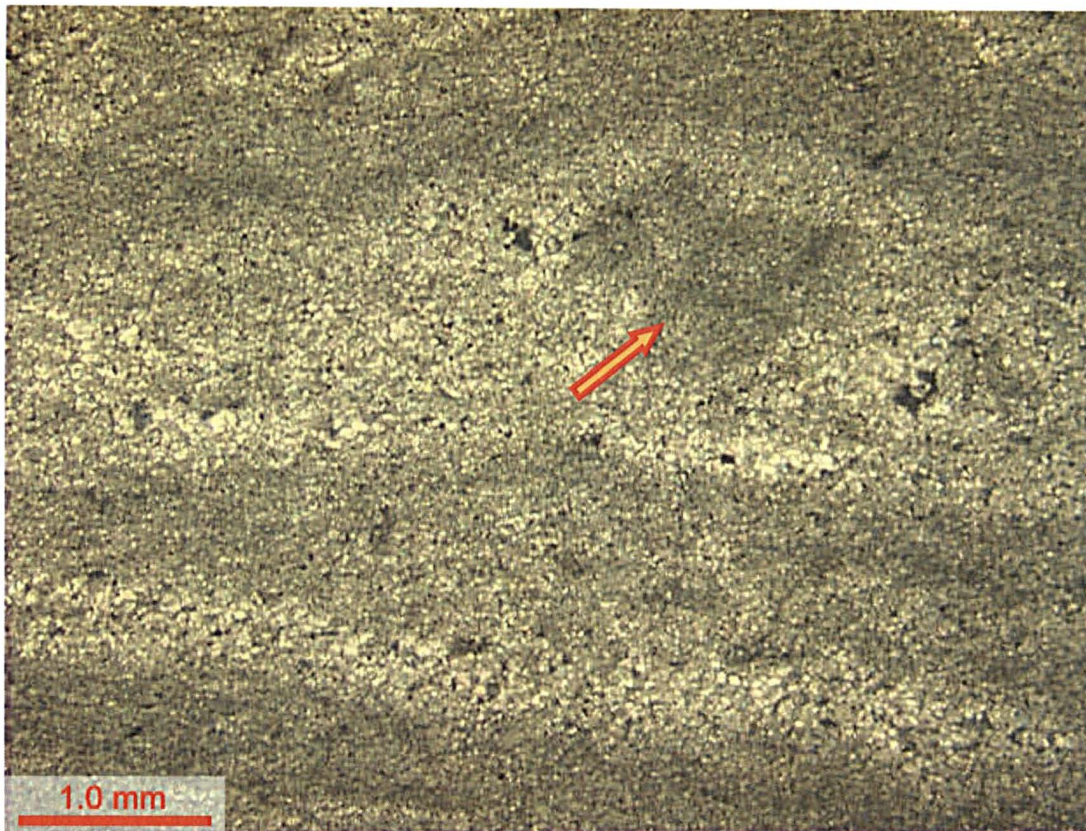


Foto 4.25: Fotomicrografia ilustrando as laminações internas do estromatolito. As laminações são compostas por microdolomita e dolomita de cristalinidade muito fina. Notas o intraclastos de composição microdolomítica entre as laminações (seta).

De 142 a 159m os estromatolitos ocorrem colunares, cilíndricos a subcilíndricos e com parte das estruturas bifurcadas. Os estromatolitos que ocorrem bifurcados (Foto 4.26) têm tamanhos maiores (entre 15 a 20cm) e diâmetros menores (de 1 a 3cm), já os não bifurcados (Foto 4.27) possuem tamanhos menores (aproximadamente 10cm) e diâmetros maiores (entre 2 a 4cm). Estes não mantêm um padrão, dispondo-se de forma aleatória. As laminações internas são milimétricas, irregulares e algumas levemente crenuladas, variam sua coloração de cinza médio a escuro. A matriz da rocha tem coloração predominantemente cinza claro.



Foto 4.26: Estromatolitos colunares, bifurcados, subcilíndricos. Os braços das bifurcações ocorrem mal formados e com tamanhos variados (seta).



Foto 4.27: Estromatolitos colunares, não bifurcados. As laminações internas ocorrem irregulares e levemente crenuladas. As paredes da estrutura também são irregulares (seta).

Na petrografia foi possível identificar uma estrutura estromatolítica (cabeça) bem formada e de fácil visualização. As laminações são diferenciadas pela alternância de níveis de microdolomita e dolomita de cristalinidade fina (Foto 4.28). Grãos de quartzo acompanham o plano das laminações, juntamente com a dolomita de cristalinidade fina (Foto 4.29). Isto comprova que durante a construção das estruturas estromatolíticas, ocorria um trapeamento (aglutinação), onde as partículas sedimentares se acumulavam na superfície de comunidades microbiais por adesão à superfície pegajosa das colônias de cianobactérias ou por fixação nas irregularidades superficiais. Estes grãos de quartzo podem chegar nestas estruturas transportadas pelo vento.



Foto 4.28: Estromatolito colunar com laminações regulares, compostas por intercalações de microdolomita e dolomita de cristalinidade fina. As laminações são bem definidas e crenuladas. (Foto tirada em lupa – aumento de 7x).

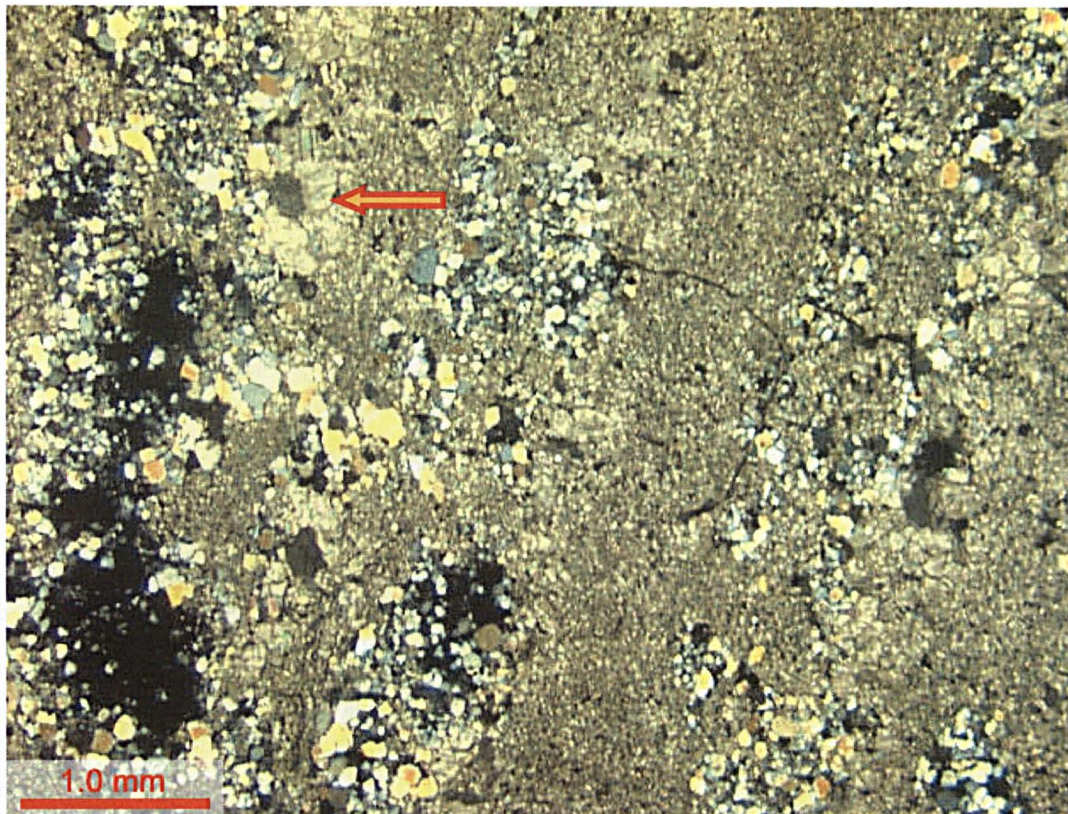


Foto 4.29: Fotomicrografia mostrando as laminações com intercalações de microdolomita, dolomita de cristalinidade fina e quartzo. Notar um *vug* no nível onde a dolomita possui cristalinidade maior (seta). Polarizadores cruzados.

4.2 – Faciologia e petrografia da pedreira Tranqueira.

A pedreira Tranqueira foi dividida em quatro unidades (TA, TB, TC e TD), sendo que, o critério para esta classificação foram associações texturais e estruturais. As variações faciológicas refletem diferentes níveis de deposição, com microbiolitos (esteiras microbiais), gretas de contração e níveis maciços, não sendo identificada nenhuma estrutura biogênica colunar (estromatolito). O perfil vertical da pedreira possui 21m de espessura. As camadas ocorrem basculadas, tendo uma direção preferencial de N65°W/30°NE (Foto 4.30).



Foto 4.30: Vista geral da pedreira da Tranqueira. A linha representa a direção do basculamento das camadas, que coincidem com as estruturas.

A unidade TA representa a base do perfil (nível da estrada) e se estende até 3,8m. Foi subdividida macrofaciologicamente em 2 ciclos deposicionais, sendo o primeiro classificado como metadolomito maciço (Mm) e o segundo como metadolomito com esteiras microbiais (Me).

O perfil da macrofaciologia (Figura 4.4) ilustra a divisão das fácies, sendo metadolomito maciço sem estrutura biogênica (Mm) e metadolomito com estruturas biogênicas plano-paralelas (Me), como visto anteriormente. As

esteiras microbiais ocorrem de forma mais representativa no perfil tendo ciclos deposicionais de até 1,2m de comprimento.

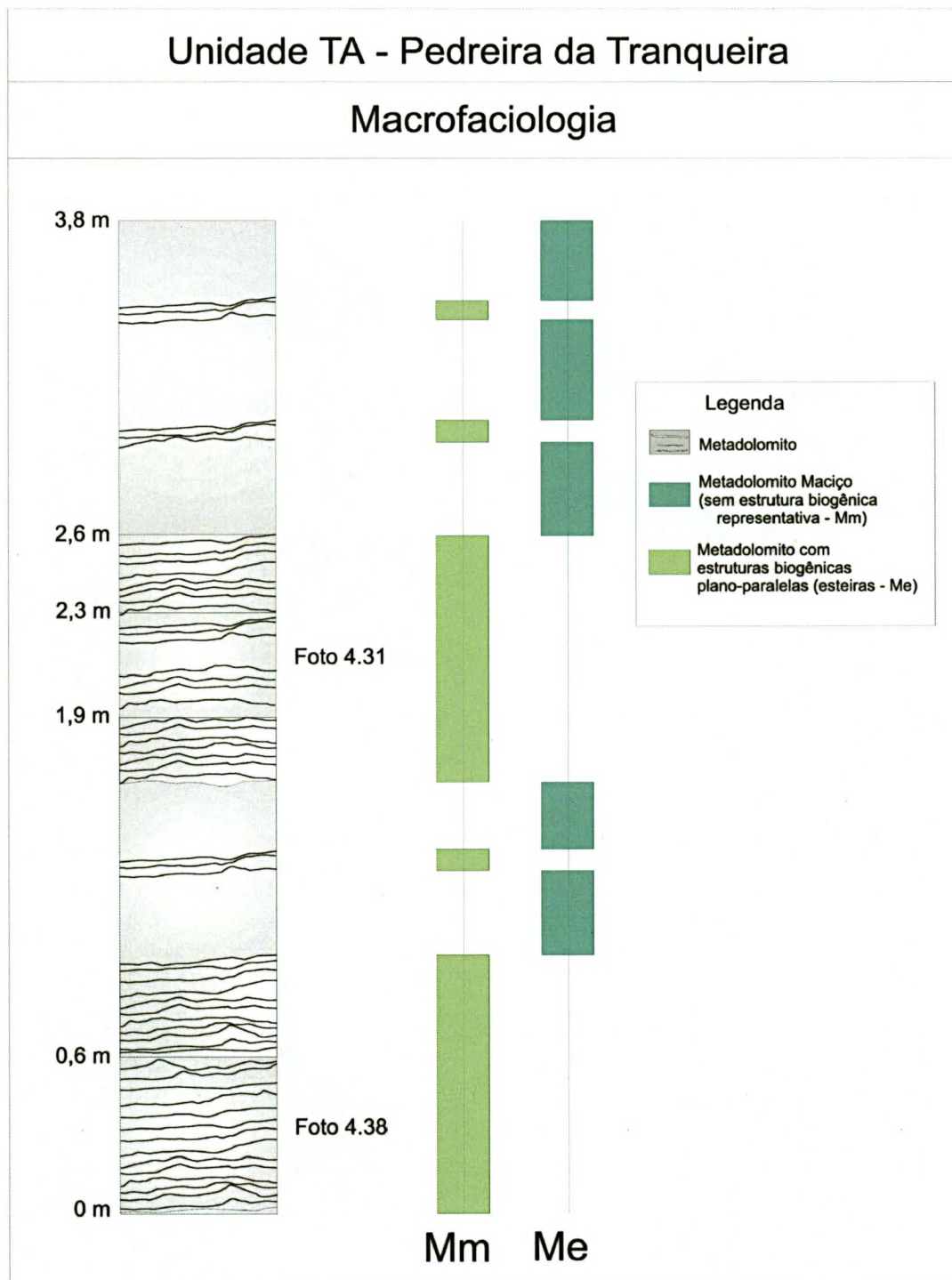


Figura 4.4: Perfil ilustrando as estruturas e a divisão da macrofaciologia da unidade TA. Esta unidade foi subdividida em duas fácies, metadolomito maciço e metadolomito com estruturas biogênicas. As esteiras microbiais chegam a atingir ciclos de no máximo 1,2m.

A unidade TB compreende o intervalo entre 3,8 e 8,2m. Esta unidade apresenta uma diversificação faciológica em relação à unidade TA. É subdividida em quatro fácies (Figura 4.5), sendo: metadolomito maciço (Mm), metadolomito com esteiras microbiais (Me), metadolomito com gretas de contração (Mg) e metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc).

O perfil com a macrofaciologia foi dividido em quatro fácies (Figura 4.5), sendo metadolomito maciço (Mm), metadolomito com estruturas biogênicas (Me), metadolomito com gretas de contração (Mg) e metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc). A fácies Me aparece como a mais representativa do perfil, ocorrendo em 9 ciclos deposicionais. A fácies Mm ocorre em 8 ciclos deposicionais, estando sempre entre níveis de esteiras. A fácies Mg ocorre somente em um intervalo, enquanto a fácies Mfpc ocorre em dois intervalos, sendo mais representativa no topo da unidade.

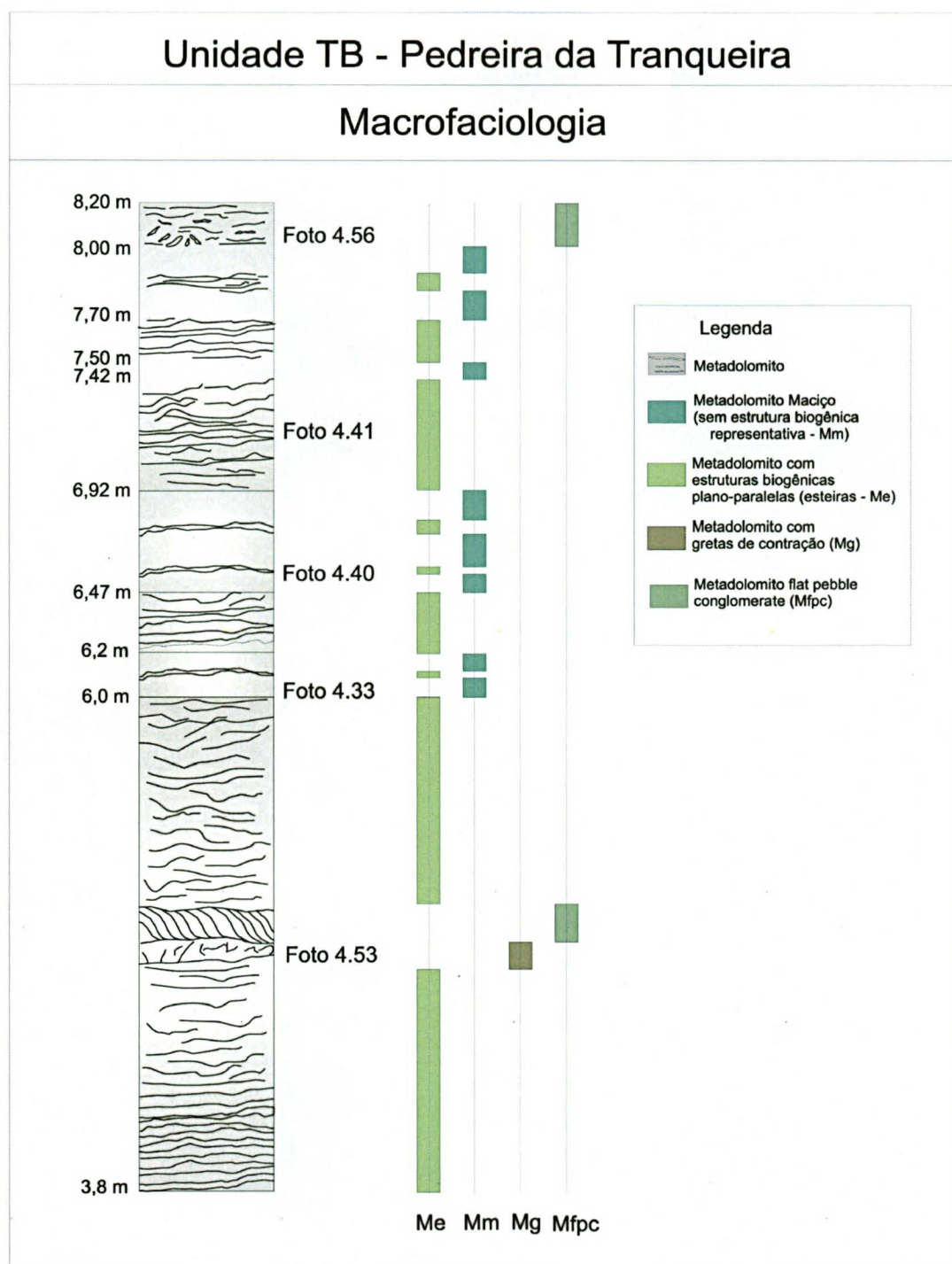


Figura 4.5: Perfil ilustrando as estruturas e a divisão da macrofaciologia da unidade TB. Esta unidade foi subdividida em quatro fácies, sendo metadolomito maciço, metadolomito com estruturas biogênicas (esteiras microbiais), metadolomito com gretas de contração e metadolomito *flat pebble conglomerate*. As esteiras microbiais predominam nesta unidade.

A unidade TC compreende o intervalo entre 8,2 a 14,15m, sendo a unidade com uma maior diversificação de ciclicidade. Foi subdividida em cinco fácies (Mm, Me, Mg, Mfpc e Mt). Nesta unidade as fácies aparecem em ciclos menores com intercalações que variam de milimétricas a centimétricas.

O perfil com a macrofaciologia foi dividido em cinco fácies (**Figura 4.6**). A fácies metadolomito com estruturas biogênicas plano-paralelas (Me) aparece como a mais representativa da unidade TC. Esta ocorre em 16 intervalos e seus ciclos variam de milimétricos a centimétricos. A fácies metadolomito maciço (Mm) aparece em 9 intervalos estando os ciclos preferencialmente intercalados com as esteiras microbiais. É na unidade TC que a fácies metadolomito com gretas de contração (Mg) apresenta um maior número de ciclos, ocorrendo em 12 intervalos e preferencialmente entre os níveis de esteiras microbiais. A fácies metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc) ocorre em apenas um ciclo deposicional. A última fácies desta unidade, metadolomito com estrutura *tepee* (Mt), ocorre em dois intervalos.

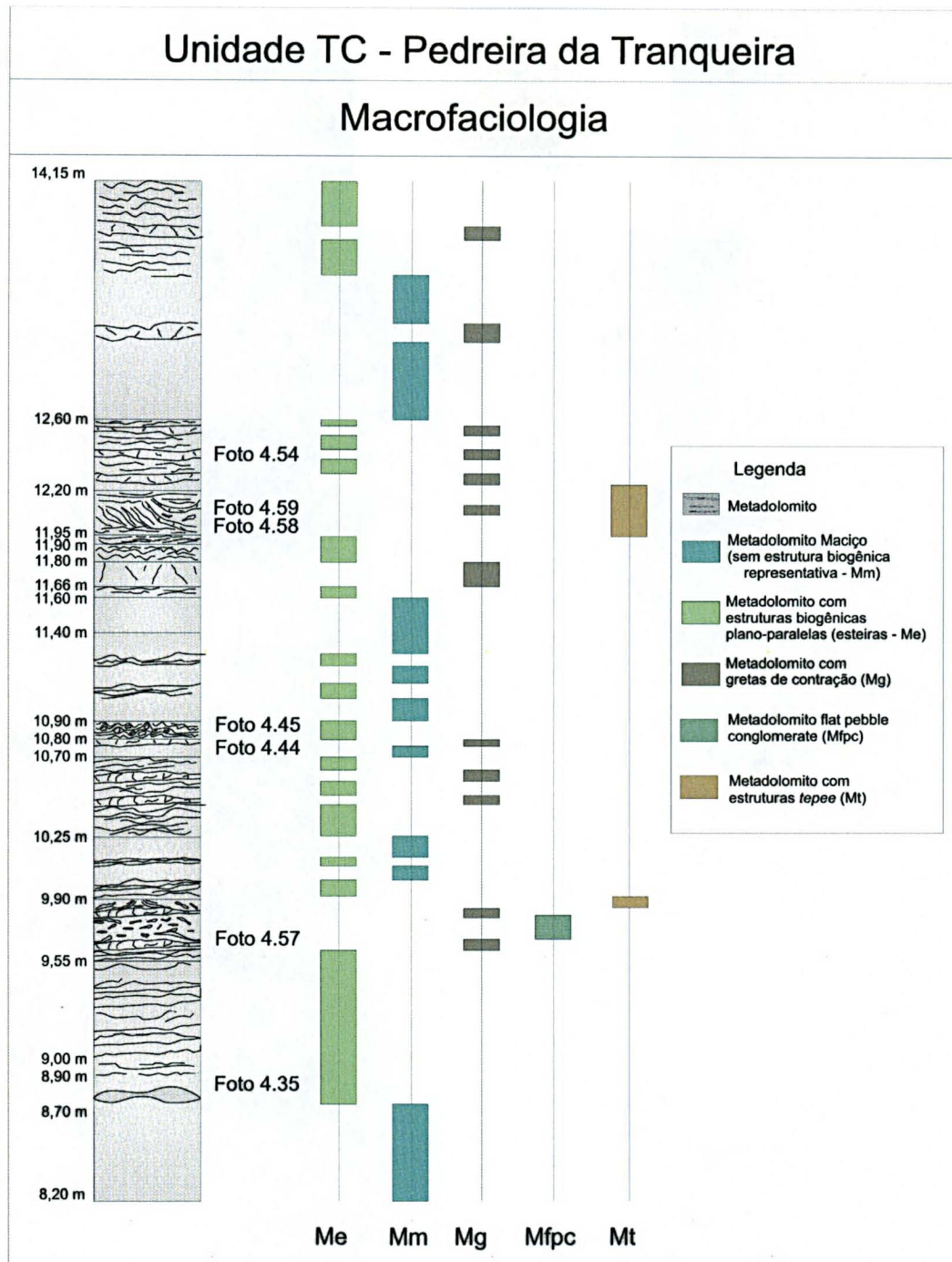


Figura 4.6: Perfil ilustrando as estruturas e a divisão da macrofaciologia da unidade TC. Esta unidade foi subdividida em cinco fácies, sendo metadolomito maciço, metadolomito com estruturas biogênicas (esteiras microbiais), metadolomito com gretas de contração, metadolomito *flat pebble conglomerate* e metadolomito com estruturas *tepee*. As esteiras microbiais predominam nesta unidade.

A unidade TD representa o topo do perfil e compreende o intervalo entre 14,15 a 21m. Foi dividida em três fácies, sendo metadolomito maciço (Mm), metadolomito com estruturas biogênicas plano-paralelas (Me) e metadolomito com gretas de contração (Mg).

As análises petrográficas foram realizadas nos metadolomitos maciços e nos metadolomitos com esteiras microbiais.

A unidade TD foi dividida em três fácies representadas no perfil (Figura 4.7). A fácies metadolomito maciço (Mm) aparece 12 intervalos e os ciclos deposicionais ocorrem sempre intercalados com as esteiras microbiais, (fácies Me). As esteiras aparecem em 10 ciclos deposicionais enquanto a fácies greta de contração (Mg) ocorre em apenas um intervalo.

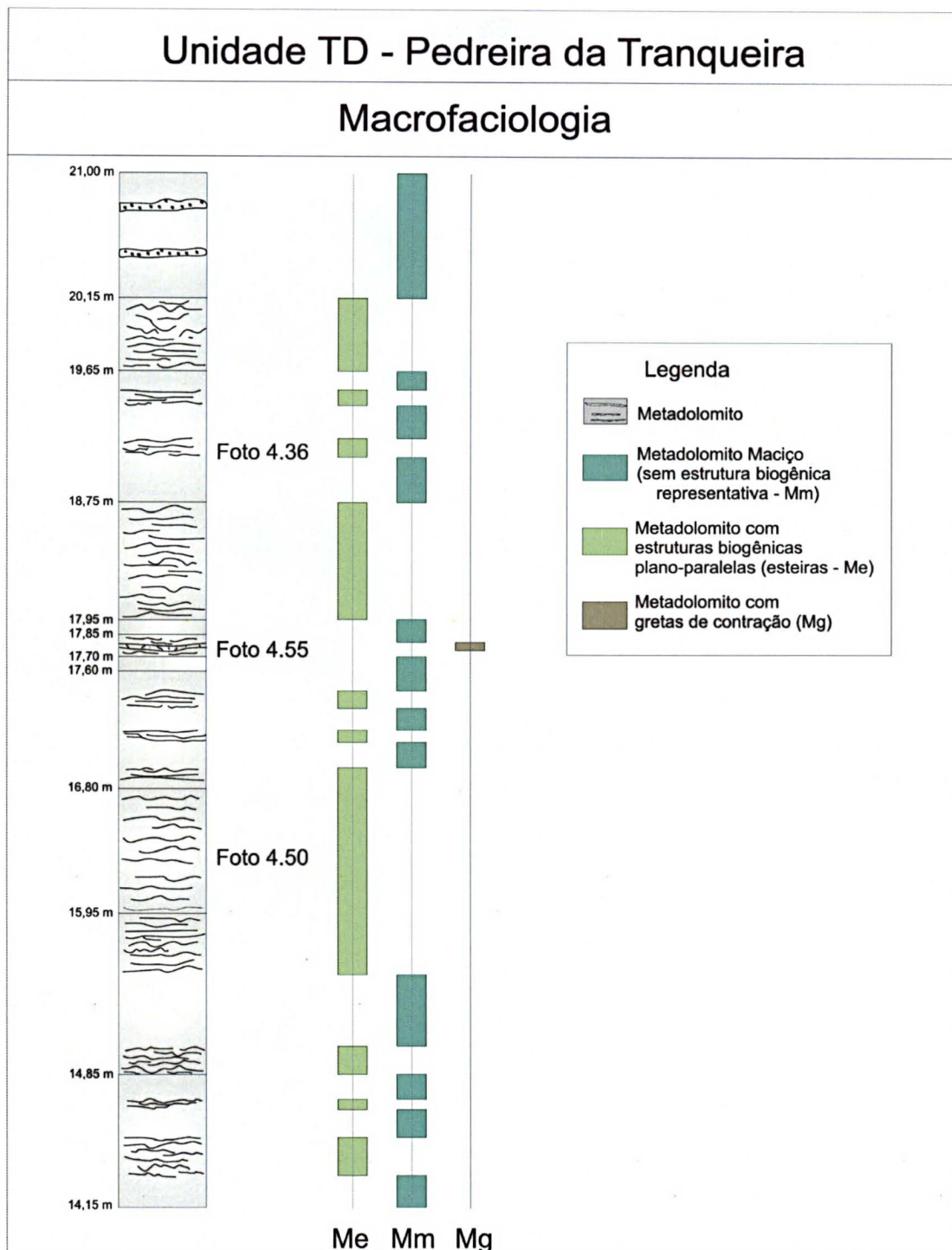


Figura 4.7: Perfil ilustrando as estruturas e a divisão da macrofaciologia da unidade TD. Esta unidade foi subdividida em três fácies, sendo metadolomito maciço, metadolomito com estruturas biogênicas (esteiras microbiais) e metadolomito com gretas de contração. As esteiras microbiais ocorrem em ciclos um pouco maiores que a fácies Mm. Somente foi caracterizada uma estrutura de contração.

4.2.1 – fácies metadolomito maciço (Mm)

A fácies metadolomito maciço (Mm) ocorre nas quatro unidades (TA, TB, TC e TD) da pedra Tranqueira em intervalos com espessuras centimétricas e pode ser classificada como depósitos de tempestade, ou seja, tempestitos.

Na unidade TA a fácies é caracterizada por níveis maciços com coloração cinza claro, granulação fina e espessura centimétrica (Foto 4.31). Segundo Srivastava (informação verbal) mesmo nestes níveis maciços, é possível que se tenha uma atividade bacteriana, ou seja, colônias de cianobactérias agindo na precipitação dos carbonatos. Como visto no início do capítulo, estes níveis maciços podem ser classificados como tempestitos (Ball et al, 1963). Este tipo de estrutura pode ocorrer em pequena escala, sem ter necessariamente que formar as grandes estruturas de ondas de tempestade. Por ser um ambiente muito raso de planície de maré, chuvas torrenciais podem destruir ou mesmo dificultar a formação das esteiras microbiais.

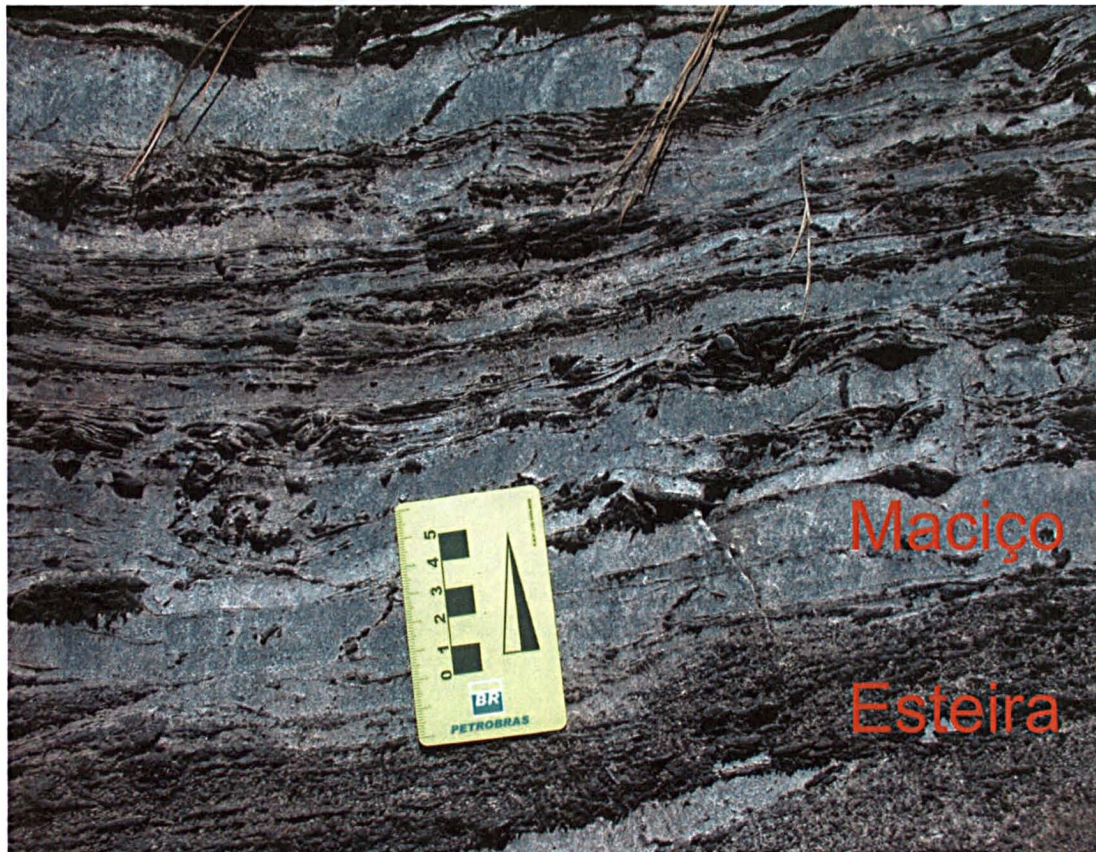


Foto 4.31: Intercalação de ciclos deposicionais maciços e com esteiras microbiais. As esteiras ocorrem mais crenuladas próximas ao topo.

Em 3,3m, na fácies Mm, são identificados intraclastos arredondados e por vezes elipsoidais, são compostos por microdolomita e apresentam tamanhos variados (Foto 4.32). A matriz da rocha é composta por dolomita de cristalinidade variando de muito fina a fina. São identificados grãos de quartzo disseminado na matriz e em aglomerados.

Na unidade TB, a fácies Mm é caracterizada por metadolomito com estrutura macroscópica maciça, sua coloração varia de cinza claro a médio e a granulação é fina (Foto 4.33). Esta fácies ocorre em oito sets, estando sempre intercalado com as estruturas biogênicas (esteiras microbiais). As espessuras variam em centímetros (aproximadamente 10cm) e prevalecem na parte superior da unidade.

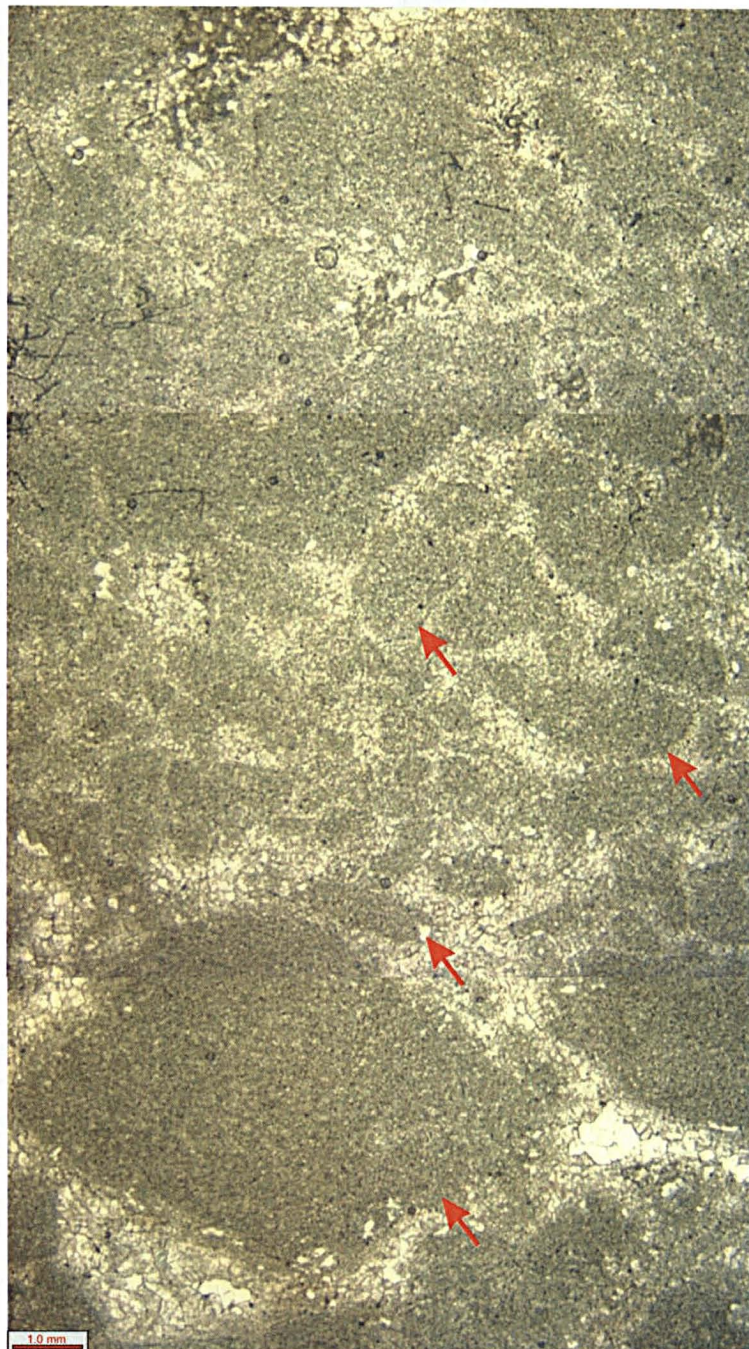


Foto 4.32: Fotomicrografia ilustrando os intraclastos de composição microdolomítica, com tamanhos milimétricos. Nota-se que as estruturas variam de arredondadas, elipsoidais e alongadas (setas vermelhas). A matriz composta por dolomita de cristalinidade variando de muito fina a fina. (Polarizadores paralelos).



Foto 4.33: Ciclo deposicional com estrutura maciça (seta) que pode ser classificado como tempestito. A foto mostra a intercalação de ciclos com esteiras microbiais.

Em 6,1m, verifica-se petrograficamente uma microciclicidade representada pela variação de níveis maciços e retrabalhados (intraclastos). Os níveis maciços aparecem na base e no topo da lâmina petrográfica e têm uma composição dolomítica, com cristalinidade muito fina. Os intraclastos variam de arredondados a elipsoidais sendo alguns bem alongados, compostos por microdolomita. A dolomita ocorre preenchendo os espaços, como matriz da rocha, com cristalinidade fina. O quartzo aparece preferencialmente com a dolomita, estando também disseminado na matriz (Foto 4.34).

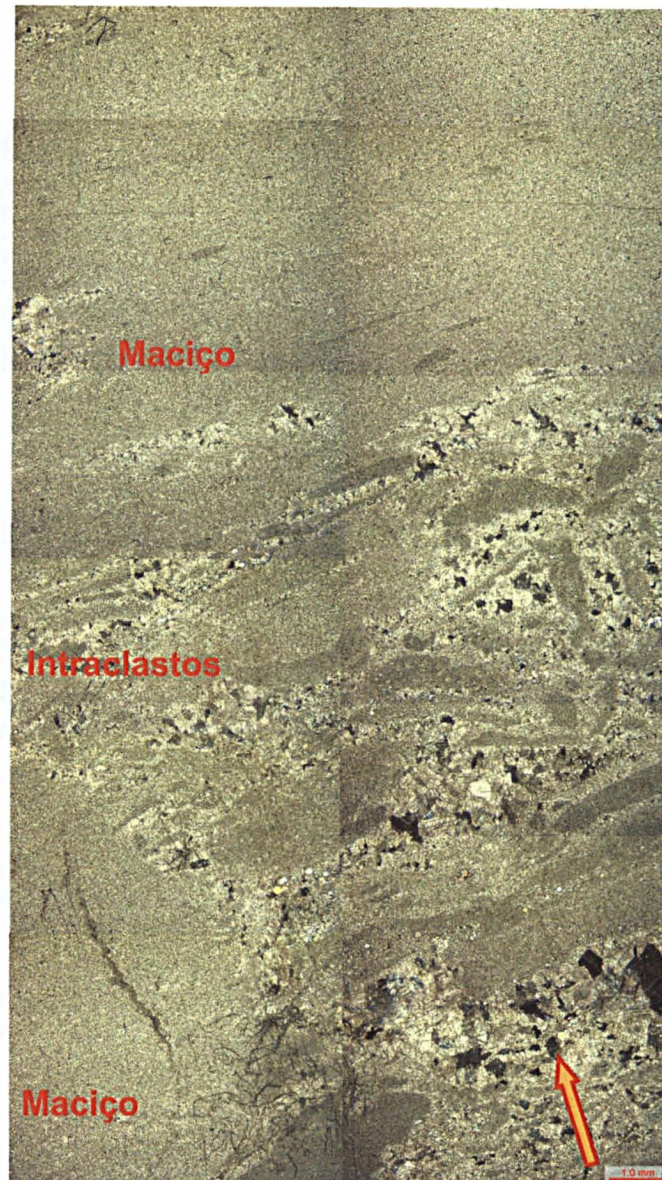


Foto 4.34: Fotomicrografia da intercalação dos microciclos deposicionais. Na base e no topo ocorrem os níveis maciços e na parte intermediária os intraclastos. A dolomita de cristalinidade variando de fina a média (seta) aparece como matriz, preenchendo os espaços entre os intraclastos. Os grãos de quartzo ocorrem somente neste nível (intraclastos) estando disseminados entre a dolomita de cristalinidade fina/média. O nível maciço na parte inferior esquerda da foto pode ser o início de um nódulo. (Polarizadores cruzados).

Na unidade TC, a fácies Mm aparece com espessura centimétrica, estando preferencialmente intercalado com as esteiras microbiais. O metadolomito apresenta coloração cinza claro e granulação fina, exceto por um nível de granulação média, com aproximadamente 5cm de espessura em 8,6m (Foto 4.35).

Na unidade TD a fácies Mm (Foto 4.36) ocorre em maior proporção que nas unidades anteriores, estando sempre intercalados com as esteiras microbiais. O metadolomito possui coloração cinza claro e sua granulação varia de fina a média. Aparece na unidade em 12 intervalos com espessuras centimétricas.



Foto 4.35: Ciclo deposicional maciço com níveis de esteiras microbiais no centro e no topo da foto. Nível de granulação média com forma sigmoidal aparece na parte inferior da foto (seta).



Foto 4.36: Observam-se dois ciclos deposicionais de estrutura maciça, na base e no topo da foto. Aparecem em afloramento com uma coloração cinza claro diferenciando dos níveis de esteiras microbiais que aparecem com coloração cinza escuro (setas).

Em 14,95m o metadolomito ocorre com intraclastos compostos por microdolomita, estando com formas arredondadas, alongadas e elipsoidais. Não possuem uma orientação, ocorrendo dispostos de forma aleatória. Nos espaços intersticiais houve um preenchimento por dolomita de cristalinidade fina e por uma pequena porcentagem de grãos de quartzo (Foto 4.37).

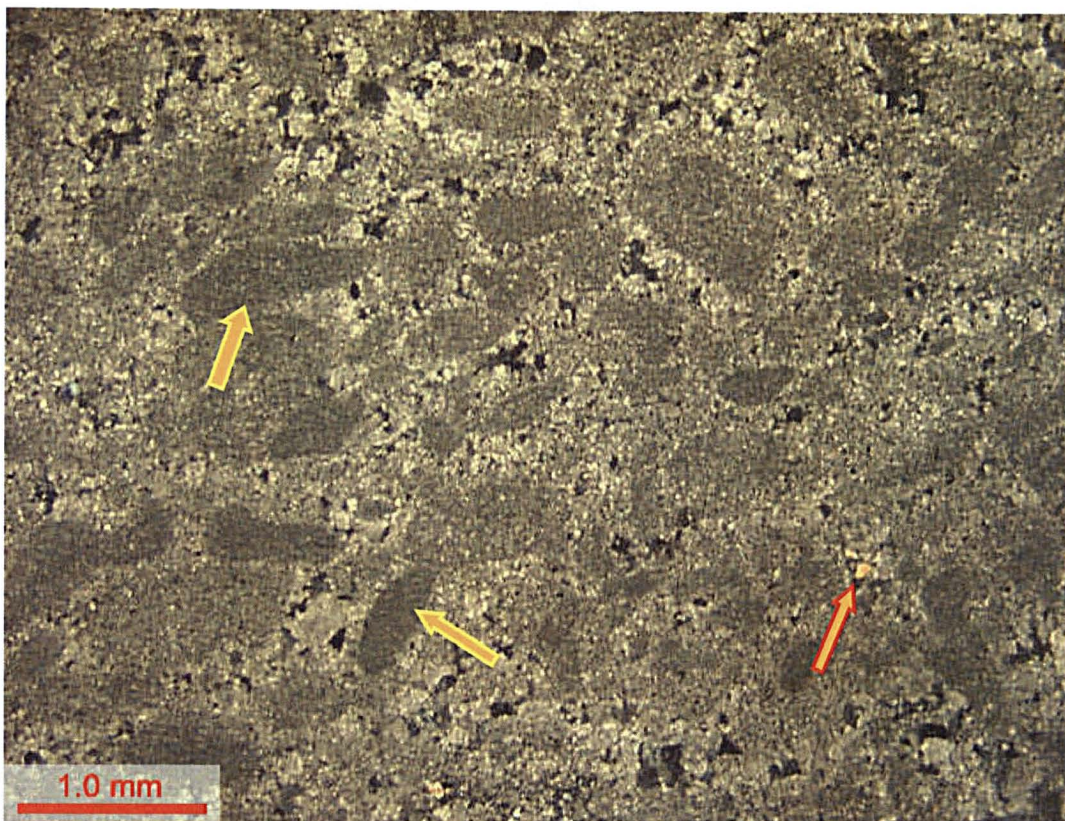


Foto 4.37: Intraclastos (setas amarelas) da fácies metadolomito maciço. Cristais de dolomita e grãos de quartzo ocorrem preenchendo a porosidade entre os intraclastos (setas vermelhas).

4.2.2 – Fácies metadolomito com esteiras microbiais (Me)

A fácies metadolomito com esteiras microbiais (Me) aparece nas quatro unidades (TA, TB, TC e TD) da pedra Tranqueira.

Na unidade TA as esteiras microbiais ocorrem como a fácies mais representativa, sendo sua morfologia de estruturas biogênicas plano-paralelas, por vezes crenuladas (Foto 4.38). Ocorrem com espessuras que variam de milimétricas a centimétricas e penetrativas, com níveis de coloração cinza claro e médio.



Foto 4.38: Esteiras microbiais, plano-paralelas, sendo por vezes crenuladas. Notam-se as espessuras milimétricas das esteiras. São evidenciadas pelo intemperismo da rocha.

Em 2,3m, na fácies metadolomito com esteiras microbiais (Me) foi possível diferenciar uma microciclicidade em lâmina petrográfica. Estes microciclos possuem espessuras que variam de 2 a 8mm. A base é representada por um nível maciço composto por dolomita de cristalinidade muito fina, sem nenhuma estrutura. O segundo ciclo é composto por dolomita de cristalinidade variando de fina a média, com cristais bem formados, que representam as esteiras microbiais, sua espessura possui em média 2mm. O terceiro ciclo compreende intraclastos de composição microdolomítica em meio a uma matriz com dolomitas de cristalinidade fina. Os intraclastos ocorrem alongados e com tamanhos variados. O quarto ciclo compreende dolomitas com cristalinidade variando de média a grossa e pode representar um nível evaporítico. As dolomitas possuem hábitos alongados e pseudomorfos de cristais de anidrita, com birrefringência alta. Juntamente com este nível evaporítico, ocorre um nível de quartzo detritico no contato com a camada anterior. Novamente ocorre um ciclo deposicional maciço composto por dolomita de cristalinidade muito fina e finalmente, no topo, volta a aparecer a

esteira microbiana, caracterizada por dolomitas de cristalinidade variando de fina a média. São identificados alguns aglomerados de quartzo detrítico em meio à dolomita (Foto 4.39).



Foto 4.39: Perfil ilustrando a sequência deposicional dos ciclos carbonáticos, como descrito anteriormente (profundidade de 2,3m). No nível evaporítico, pode-se dizer que houve um processo de dissolução vertical, onde o quartzo seria depositado posteriormente trazido pelo vento. (Polarizadores cruzados).

Na unidade TB as esteiras microbiais ocorrem plano-paralelas, crenuladas e irregulares, principalmente na base e no topo da unidade. As esteiras microbiais representam a fácies mais significativa do perfil (Figura 11), ocorrendo com espessuras milimétricas, entre ciclos deposicionais maciços, fácies Mm (Foto 4.40), e com espessuras que variam de 30cm a aproximadamente 1,1m (Foto 4.41).



Foto 4.40: Nível milimétrico com esteira microbiana (seta) entre níveis maciços.



Foto 4.41: Esteiras microbiais em níveis centimétricos. Ocorrem plano-paralelas, crenuladas e irregulares (seta).

Em 3,9m (Foto 4.42) e 5m (Foto 4.43), na fácies Me, a rocha aparece com laminações plano-paralelas sendo estas diferenciadas pela intercalação de níveis com dolomita de cristalinidade muito fina e dolomita de cristalinidade média. Os grãos de quartzo ocorrem preferencialmente com a dolomita de cristalinidade média. Em 5m o quartzo ocorre em maior porcentagem que em 3,9m, em porções com a dolomita de cristalinidade média e preenchendo fratura.

Na unidade TC a fácies Me é caracterizada por esteiras microbiais, crenuladas e irregulares (Foto 4.44). A espessura das laminações varia de milimétrica a centimétrica. Os níveis milimétricos ocorrem como nas unidades anteriores, sempre entre os níveis maciços. No intervalo entre 10,8 e 10,9m as esteiras aparecem fortemente onduladas e com estruturas que variam de arredondadas a elipsoidais que podem representar o início do crescimento das cabeças estromatolíticas (Foto 4.45).

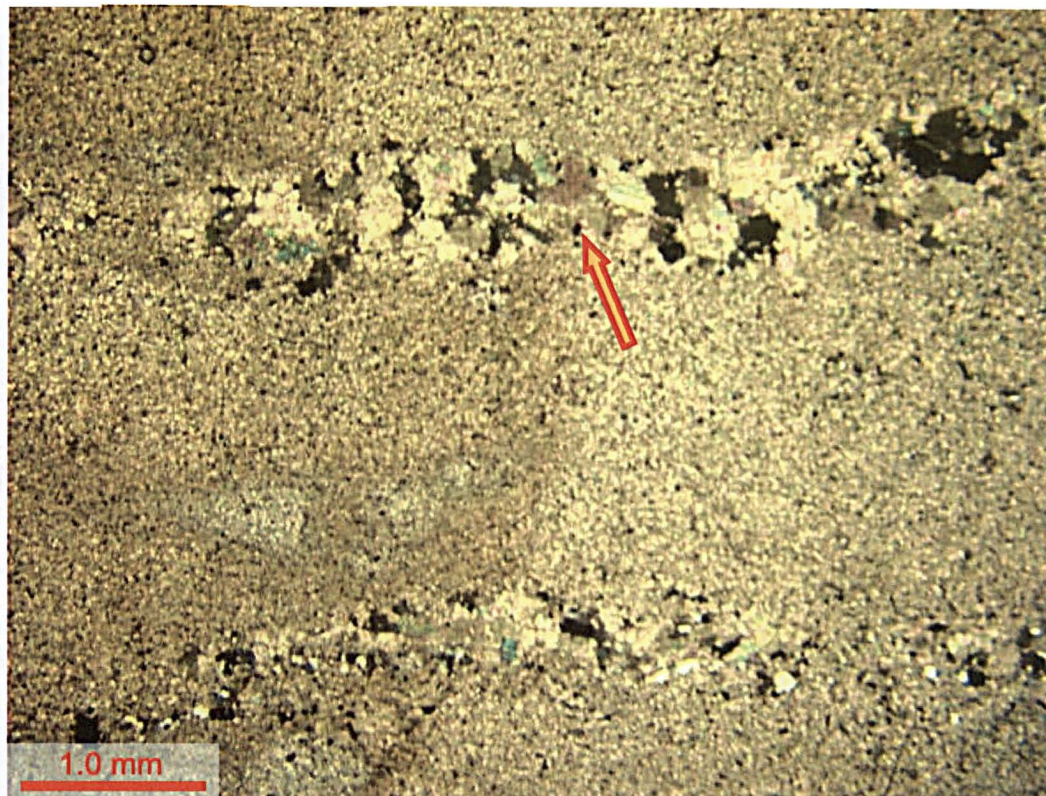


Foto 4.42: Intercalação de níveis maciços (dolomita de cristalinidade muito fina) e níveis com dolomita de cristalinidade média (seta), em 3,9m (Polarizadores cruzados).

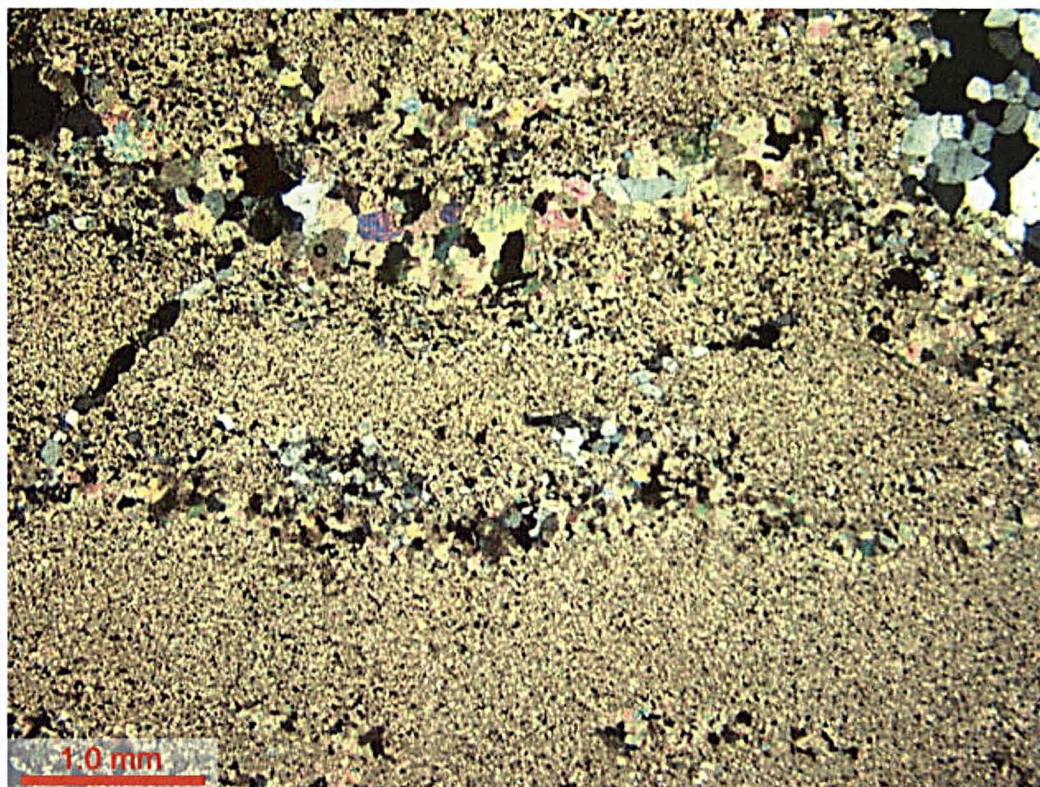


Foto 4.43: Intercalação de níveis maciços (dolomita de cristalinidade muito fina) e níveis com dolomita de cristalinidade variando de fina a média, em 5m. Níveis de quartzo aparecem disseminados na matriz e preferencialmente nos níveis de dolomita com cristalinidade média.

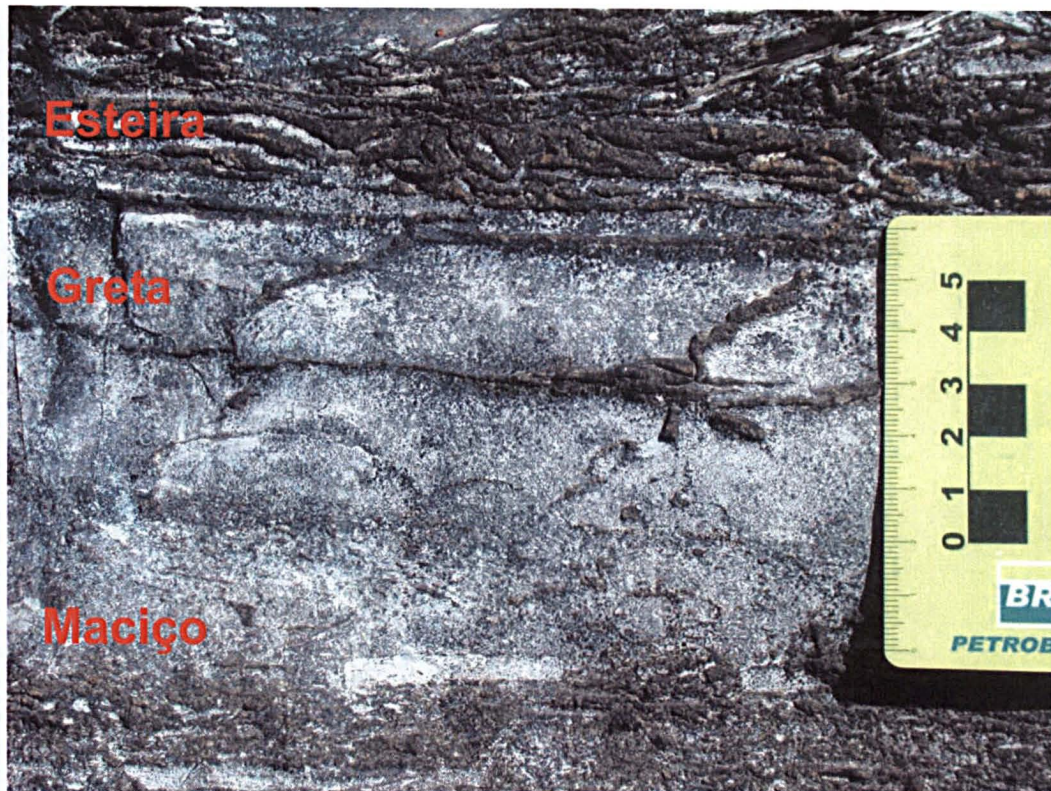


Foto 4.44: Intercalação de níveis maciço, greta de contração e esteiras microbiais.

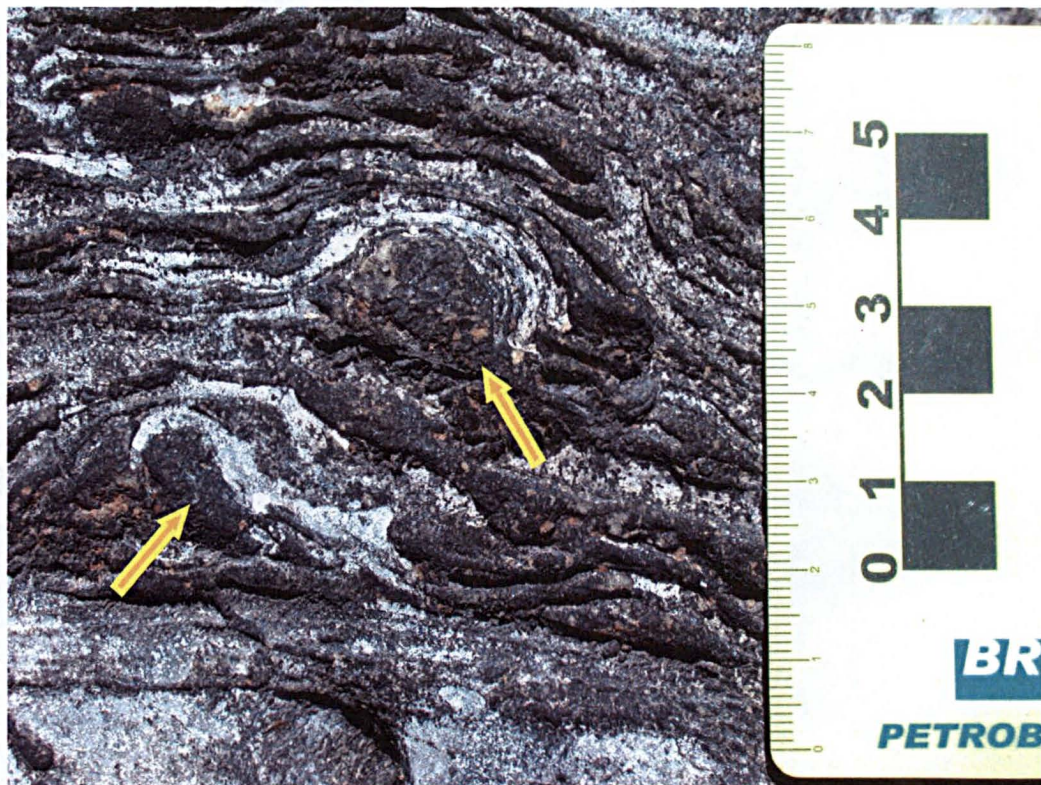


Foto 4.45: Esteiras microbiais com estruturas arredondadas que seriam o início do crescimento das cabeças estromatolíticas (setas).

Em 9,1m, na fácies metadolomito com estruturas biogênicas plano-paralelas (Me), as laminações plano-paralelas das esteiras microbiais são evidenciadas pela variação de cristalinidade das dolomitas, sendo a microdolomita e a dolomita de cristalinidade variando de fina a média (Foto 4.46). Os níveis com dolomita de cristalinidade maior apresentam por vezes uns aglomerados na superfície da laminação, isto pode estar relacionado a uma porosidade nas esteiras microbiais.

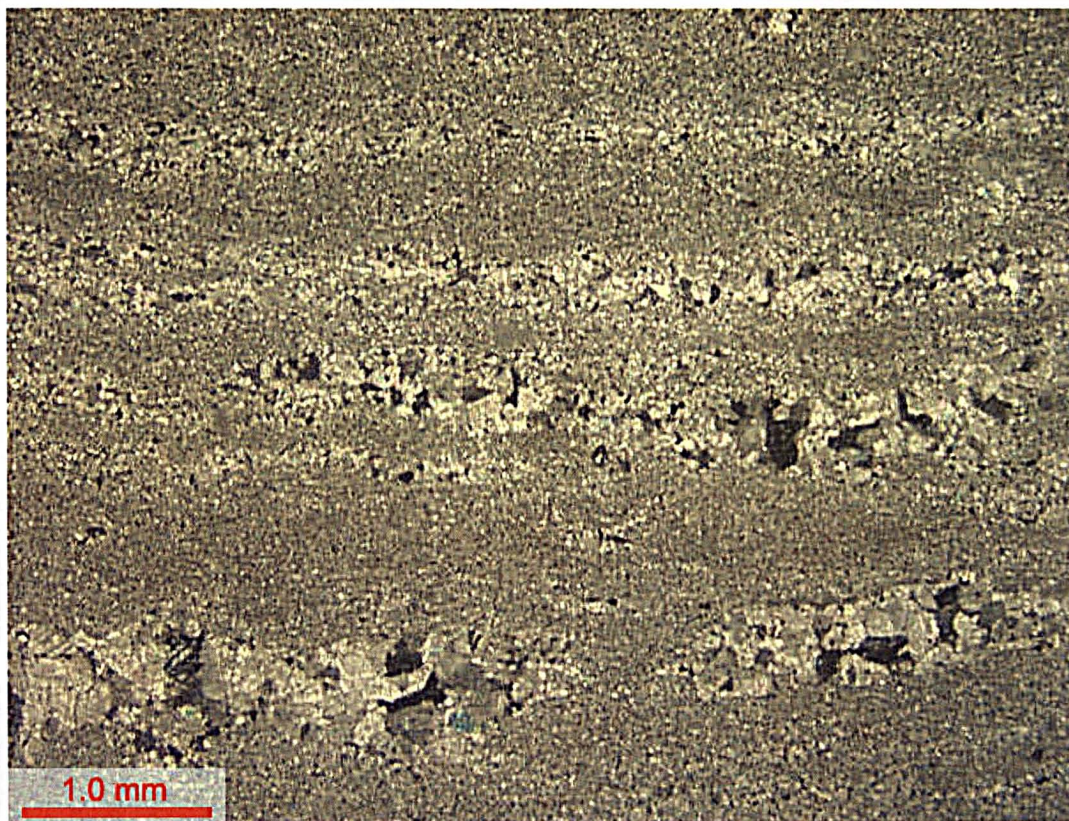


Foto 4.46: Fotomicrografia das laminações plano-paralelas nas esteiras microbiais em 9,1m. Observa-se que as laminações são evidenciadas pela variação de cristalinidade da dolomita. (Polarizadores cruzados).

Em 9,9m, entre as fácies Mt e Me, o metadolomito ocorre com laminações plano-paralelas sendo estas diferenciadas pela variação de cristalinidade da dolomita. Neste caso, os níveis são compostos por dolomita de cristalinidade muito fina e dolomita de cristalinidade variando de fina a média. Grãos de quartzo ocorrem dispersos na dolomita com cristalinidade muito fina (Foto 4.47).

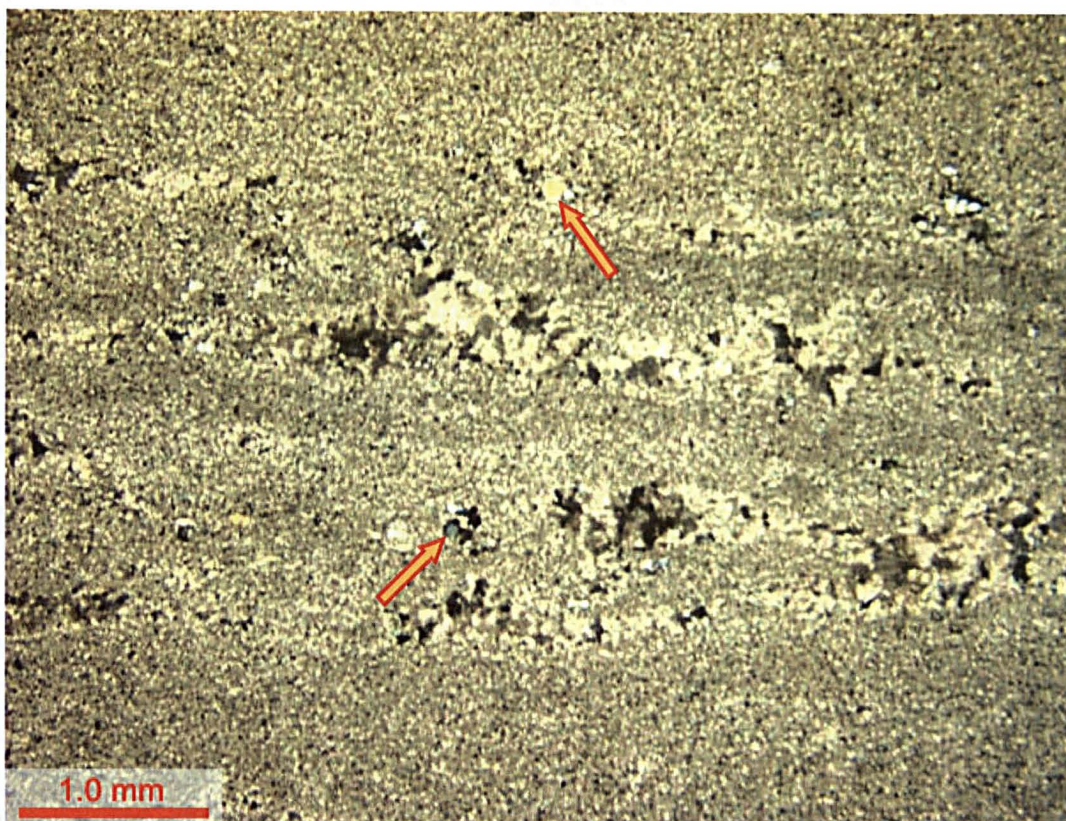
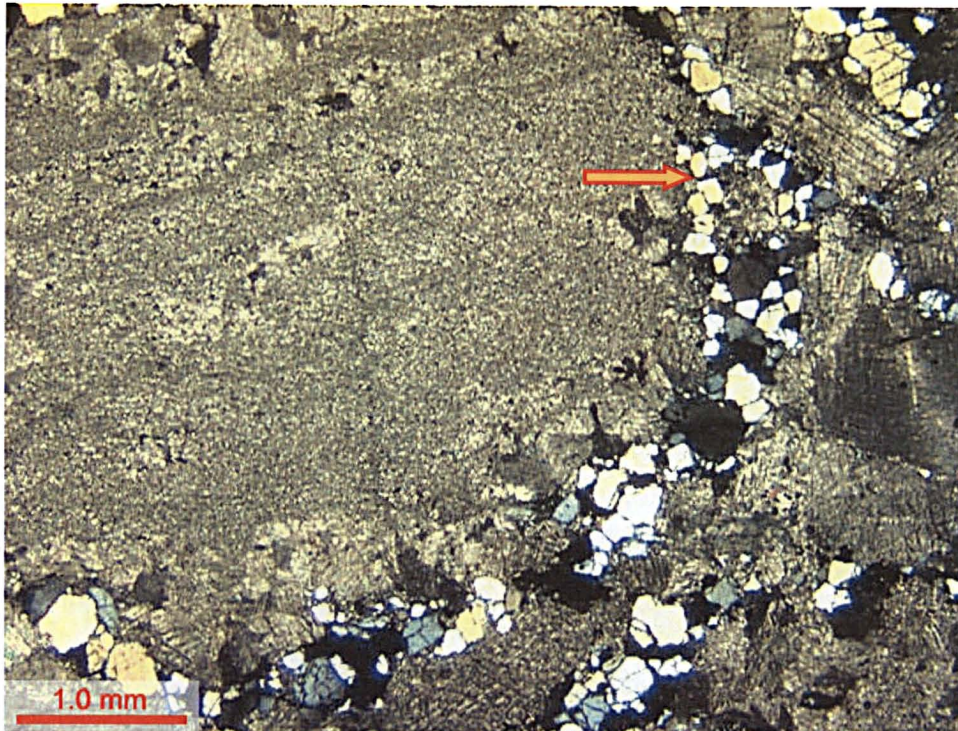


Foto 4.47: Fotomicrografia das esteiras microbiais com as laminações evidenciadas pela variação de cristalinidade da dolomita. Grãos de quartzo ocorrem dispersos (setas). (Polarizadores cruzados).

Em 10,9m, na fácies Me, foi possível identificar em lâmina petrográfica as laminações estromatolíticas caracterizando o início do crescimento dos estromatolitos. As laminações são compostas por microdolomita e ocorrem em direções aleatórias (Fotos 4.48 e 4.49). Pode-se dizer que foram retrabalhadas (quebradas). Entre as laminações estromatolíticas ocorre um preenchimento de quartzo e dolomita. O quartzo detrítico tem sua granulometria variando de fina a média e a dolomita ocorre com cristalinidade variando de média a grossa. Este preenchimento de dolomita e quartzo pode estar relacionado com uma porosidade maior neste ciclo deposicional, pois houve espaço para o crescimento da dolomita e para a entrada do quartzo, que provavelmente foi transportado pelo vento.



Fotos 4.48: Fotomicrografia do ciclo deposicional com laminações estromatolíticas dispostas de forma aleatória e retrabalhada. A porosidade entre as laminações foi preenchida por dolomita e quartzo (seta). (Polarizadores cruzados).

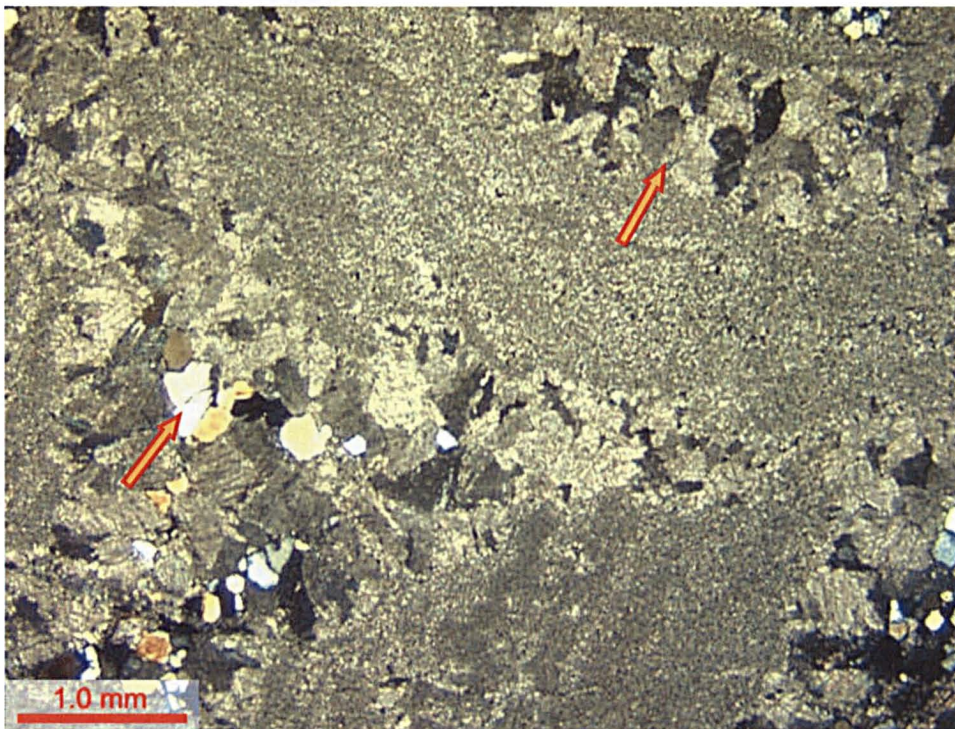


Foto 4.49: Fotomicrografia do ciclo deposicional com laminações estromatolíticas dispostas de forma aleatória e retrabalhada. A porosidade entre as laminações foi preenchida por dolomita e quartzo (setas). (Polarizadores cruzados).

Na unidade TD, a fácies Me é representada pelas esteiras microbiais plano-paralelas, crenuladas e por vezes irregulares (Foto 4.50), como nas unidades anteriores. São identificados 10 intervalos de esteiras, estando preferencialmente entre os níveis maciços (fácies Mm). Os ciclos deposicionais variam desde milimétricos a centimétricos (até 1,3m de espessura).



Foto 4.50: Ciclos deposicionais da fácies metadolomito com estruturas biogênicas plano-paralelas (setas).

Em 16,1m ocorrem níveis com dolomita de cristalinidade muito fina e dolomita de cristalinidade variando de média a grossa (Foto 4.51). As laminações aparecem mais espessas e em algumas porções verificou-se que a dolomita forma alguns aglomerados (Foto 4.52) que podem representar o início do crescimento das estruturas estromatolíticas. Grãos de quartzo estão relacionados com a porosidade da rocha, estando preferencialmente nos níveis com a dolomita de cristalinidade média/grossa.

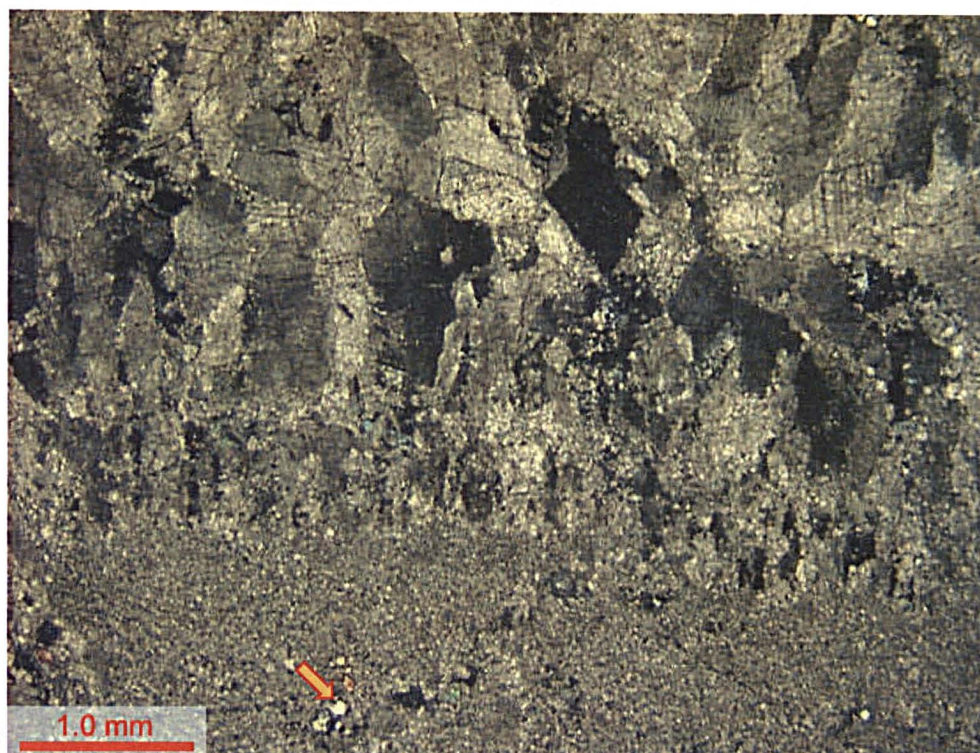


Foto 4.51: Fotomicrografia dos níveis com dolomita de cristalinidade muito fina e dolomita de cristalinidade média/grossa. Os grãos de quartzo (seta) aparecem nos dois níveis, mas preferencialmente com a dolomita de cristalinidade média/grossa. (Polarizadores cruzados).



Foto 4.52: Fotomicrografia do nível de dolomita com cristalinidade média/grossa formando um aglomerado que pode indicar o início do crescimento de estrutura estromatolítica (seta). (Polarizadores paralelos).

4.2.3 – fácies metadolomito com gretas de contração (Mg)

A fácies metadolomito com gretas de contração (Mg) aparece em três das quatro unidades da pedra Tranqueira, sendo unidade TB, TC e TD.

Na unidade TB, a fácies Mg ocorre em apenas um intervalo (Foto 4.53), estando entre dois intervalos da fácies Me e caracterizando um período de exposição, interrompendo a captação de sedimentos pelas cianobactérias e consequentemente a formação de estruturas microbiais.



Foto 4.53: A seta indica o único nível com greta de contração da unidade TB. Este possui 1cm de espessura e ocorre entre os ciclos deposicionais de esteiras microbiais.

Na unidade TC, a fácies Mg possui estruturas que variam de 1cm a 4cm de espessura e ocorre geralmente associada com a fácies Me (Foto 4.54), estando também entre a fácies Mm. Ocorrem em 12 ciclos e são visualizadas no afloramento em corte de perfil.

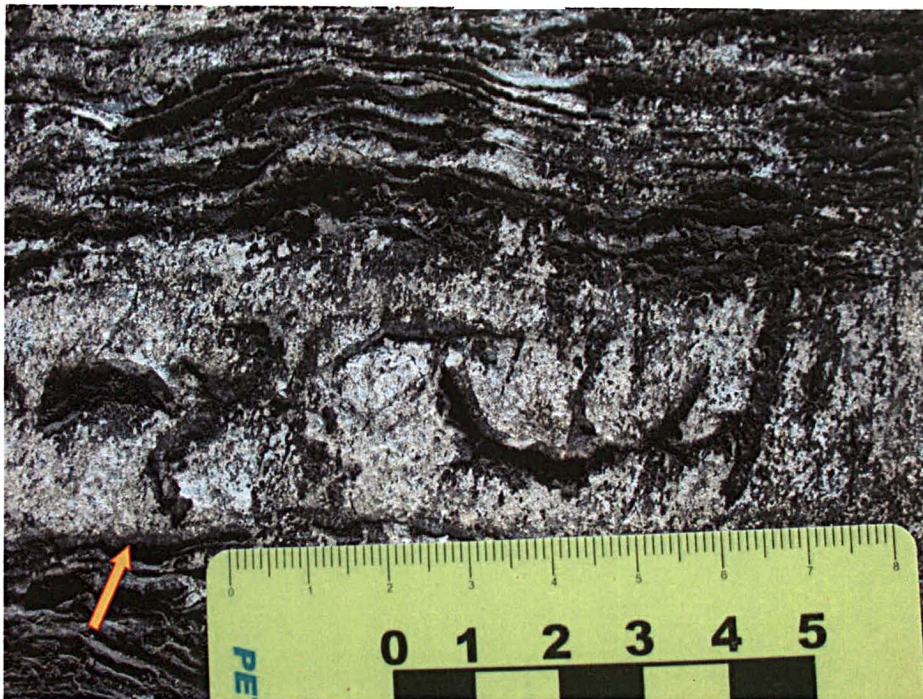


Foto 4.54: Greta de contração (seta) entre dois ciclos de esteiras microbiais.

Na unidade TD a fácies Mg aparece somente em um intervalo, entre níveis de esteiras microbiais (fácies Me) em 17,75m. A estrutura ocorre com aproximadamente 3cm de espessura (Foto 4.55).

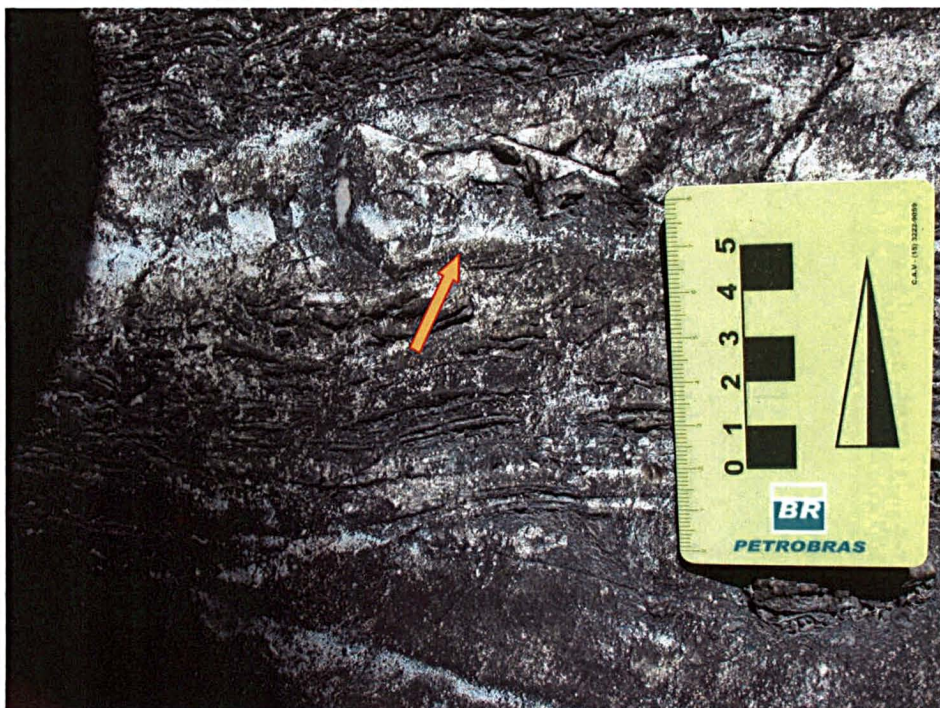


Foto 4.55: Ciclo deposicional da fácies metadolomito com gretas de contração (seta). Ocorre entre dois níveis de esteiras microbiais.

4.2.4 – fácies metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc)

A fácies metadolomito com estruturas *flat pebble conglomerate* (Mfpc) é representada em duas unidades, TB e TC.

Na unidade TB, a fácies Mfpc ocorre em dois intervalos, estando mais representativo no topo da unidade. Ocorrem pedaços (seixos) achatados e alongados distribuídos de forma aleatória, ou seja, retrabalhados (Foto 4.56). Segundo Myrrow et al., (2004) carbonatos FPC (*flat pebble conglomerate*) são um importante componente do Pré-cambriano e estratos basais do Paleozóico, mas sua origem ainda não é muito clara.



Foto 4.56: Seixos achatados e alongados dispostos aleatoriamente (seta). Esta estrutura é classificada como *flat pebble conglomerate*.

Na unidade TC, a fácies Mfpc aparece também com seixos achatados, alongados e inclinados, distribuídos de forma aleatória (Foto 4.57). Esta fácies ocorre somente em um intervalo, entre 9,55 e 9,8m.

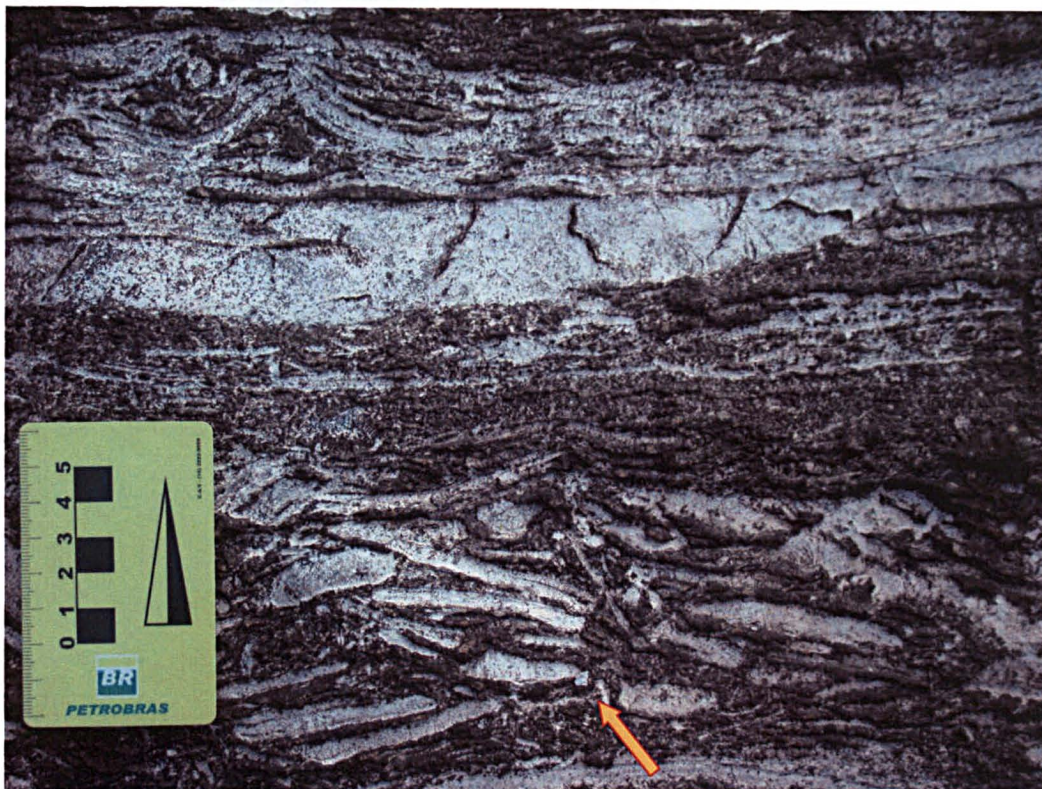


Foto 4.57: Estrutura típica de *flat pebble conglomerate*. Observam-se os seixos achatados e inclinados, sem direção preferencial (seta).

4.2.5 – Fácies metadolomito com estrutura *tepee* (Mt)

A fácies metadolomito com estrutura *tepee* (Mt) aparece somente em uma unidade da pedreira Tranqueira, ocorrendo em dois intervalos da unidade TC (Figura 12). Nos intervalos entre 9,85 e 9,9m, observa-se a estrutura *tepee*, classificada com *tepee*, onde as esteiras microbiais aparecem rompidas e inclinadas para cima. Entre 11,95 e 12,2m ocorre uma variação deposicional lateral, com estratificação cruzada de médio ângulo (Foto 4.58), gretas de contração e esteiras microbiais rompidas (Foto 4.59). Esta estrutura também pode ser classificada como *tepee*.



Foto 4.58: Estratificação cruzada (seta) da fácies metadolomito com estrutura *tepee*.

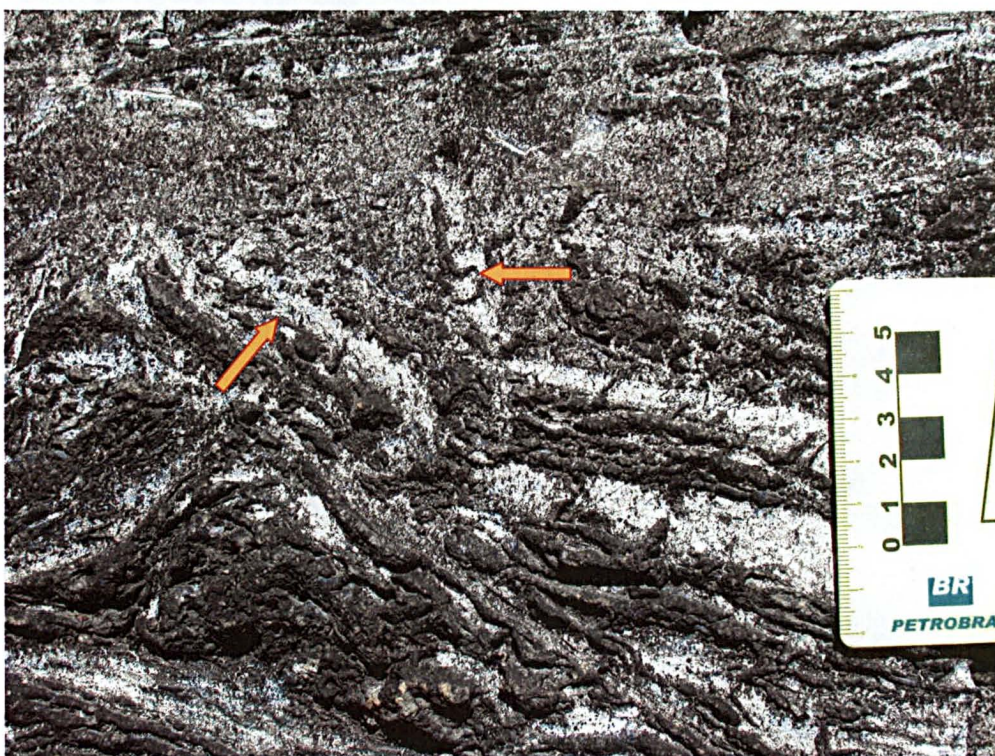


Foto 4.59: Típica estrutura classificada como *tepee*. Observam-se as esteiras microbianas e as gretas de contração inclinadas e rompidas (seta) no contato com a camada superior.

CAPITULO 05

5 – Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$

5.1 – Generalidades

Estudos revelam que as composições isotópicas são comumente preservadas em carbonatos e dolomitos do Neoproterozóico (Tucker, 1985).

Em terrenos metamórficos regionais depleções de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são geralmente menos pronunciadas (Rye et al., 1976; Valley, 1986) e a causa e tempo destas são menos claras. Nos Adirondacks, mármores de fácies granulito têm composições isotópicas de carbono e oxigênio que são similares àqueles carbonatos não metamorfisados de idade Grenviliana (Valley e O'Neil, 1984). Em contraste, carbonatos metamorfisados em outros terrenos metamórficos regionais são variavelmente depletados em $\delta^{18}\text{O}$ como resultado de infiltração de fluido sin-metamórfico, magmatismo pré-metamórfico, diagênese pré-metamórfica ou a combinação destes processos. Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ são mais difíceis de mudar sua assinatura que o $\delta^{18}\text{O}$, o qual será alterado durante a diagênese a uma taxa muito mais rápida (Maheshwari, et al., 2003).

Dados de isótopos estáveis combinados com elementos traços e a petrografia, vem sendo amplamente utilizados para ajudar no entendimento da origem da dolomita. O principal problema encontrado para a interpretação dos dados é o desconhecimento da relação entre a temperatura do isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ da água e da dolomita (Tucker & Wright, 1990).

A composição isotópica de oxigênio da dolomita reflete a temperatura de precipitação e a composição isotópica do fluido dolomitizante que substituiu os cristais de calcita por dolomita (Rodrigues, 1995).

Na maioria dos casos, como a dolomitização e a recristalização ocorrem na presença de água, a dolomita precipitada apresenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ determinados pela composição e temperatura do fluido do poro.

Diagênese meteórica e de soterramento geralmente resultam em mudanças para valores mais negativos de isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ (Marshall, 1992; Saltzman, et al., 1998). Além disso, estudos dos carbonatos paleoproterozóicos

sugerem que mudanças diagenéticas em isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ são menores que nos equivalentes fanerozóicos (Strauss, et.al., 1992).

Segundo Flügel (1982) valores isotópicos de oxigênio e carbono são caracteristicamente mais negativos em cimentos meteóricos que em carbonatos marinhos. Isto tem sido comprovado no estudo de cimentos em carbonatos antigos. Com relação a dolomitização, estudos baseados em geoquímica isotópica têm sido utilizados para separar dolomitas diagenéticas tardias de dolomitas primárias.

Estudando dolomitos neoproterozóicos da Austrália, Kennedy (1996) obteve valores entre -1‰ e -1,5‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ na transição de seções de dolomicrita (ou microdolomita) e carbonatos estromatolíticos. Segundo Kaufman e Knoll (1995) os valores de $\delta^{13}\text{C}$ medidos nos dolomitos discutidos no trabalho de Kennedy (1996) são típicos valores negativos para carbonatos pós-glaciais que sucedem os depósitos glaciais da idade Varanger.

Modelos têm sido desenvolvidos para explicar as idades do gelo pré-Fanerozóico juntamente com os “cap carbonates” e anomalias biogeoquímicas associadas, incluindo a hipótese da “snowball Earth”. No Brasil e países vizinhos, registros litológicos das idades do gelo (Sturtiana e Varangiana) são preservados, incluindo carbonatos com extremas anomalias biogeoquímicas.

Os *cap carbonates* são camadas lateralmente persistentes que cobrem depósitos glaciais neoproterozóicos, sem ter hiatos significativos, estes depósitos tipicamente têm assinaturas isotópicas com valores entre 0‰ e -5‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ (Boggiani, et al., 2003). Se as glaciações neoproterozóicas atingiram latitudes tropicais, como sugerido por Sohl et al., (1999) através de resultados paleomagnéticos na Formação Elatina na Austrália, estas circulações oceânicas globais seriam inibidas, resultando num oceano estratificado.

No Brasil ocorrem alguns exemplos onde os estudos de isótopos estáveis em carbonatos mostraram valores negativos próximos a 0‰. A Formação Gandarela, por exemplo, consiste em carbonatos do tipo BIF na base da seqüência, sendo gradualmente substituídos por dolomitos e carbonatos, localmente estromatolíticos e com bandas alternadas de coloração cinza claro e escuro. Os carbonatos Gandarela apresentam a maioria dos valores negativos para as assinaturas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$, entre -1,4‰ e 0,6‰.

Estratos carbonáticos do Grupo Una representam os sedimentos plataformais do Proterozóico na Bacia de Irecê (Bahia). A Bacia de Irecê é composta por uma seqüência siliciclástica basal, composta por diamictitos de origem predominantemente glacial, sendo estes encobertos por sedimentos carbonáticos de origem lacustre (Misi & Kyle, 1994). Estratos glaciogênicos são comuns em seqüências do Proterozóico (Harland, 1989 em Misi & Kyle, 1994). Estas épocas glaciais são sucedidas por sedimentações carbonáticas que são significativamente diferentes que os equivalentes Fanerozóicos (Knoll & Swett, 1990).

5.2 – Análises mineralógicas (DRX), químicas e isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin

5.2.1 – Análises Mineralógicas

As análises semi-quantitativas dos metadolomitos das pedreiras Motin Pavin e Tranqueira apresentam uma composição essencialmente dolomítica (figura 5.1), tendo algumas das amostras uma pequena porcentagem de quartzo, representados por picos de SiO_2 (figura 5.2). Sendo assim, a coleta do gás CO_2 para as análises isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, foi feita somente na dolomita, devido a ausência de calcita nas rochas.

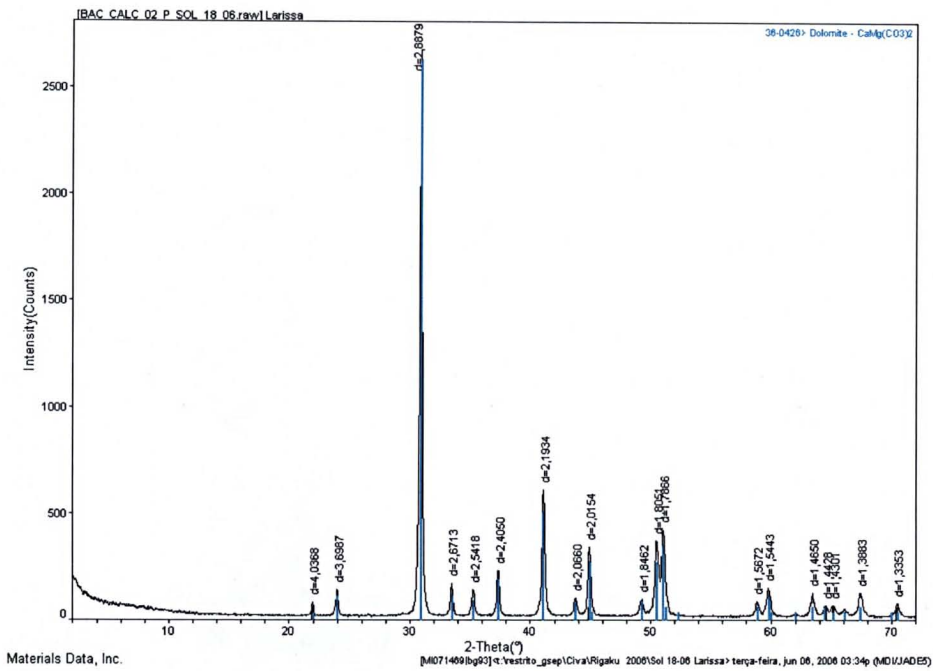


Figura 5.1: Difratoograma das análises mineralógicas semi-quantitativas realizada no metadolomito da pedreira Motin Pavin, região da Gruta da Bacaetava. Notar que a rocha é composta essencialmente por dolomita (picos azuis).

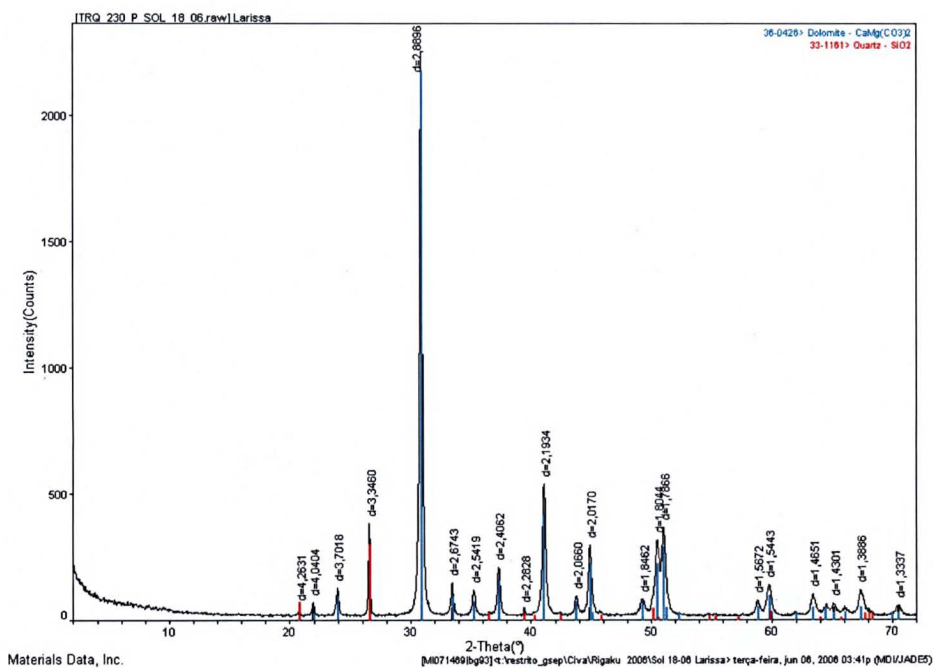


Figura 5.2: Difratoograma das análises mineralógicas semi-quantitativas realizadas no metadolomito da pedreira da Tranqueira. Notar que a rocha é composta por dolomita (picos azuis) e quartzo (picos vermelhos).

5.2.2 – Análises Químicas

As análises de fluorescência de raios-X identificaram alguns elementos traços (tabela 5.1) como enxofre (S), estrôncio (Sr) e bário (Ba) que podem reforçar a hipótese da substituição de minerais evaporíticos, como anidrita, gipsita, celestita e barita por dolomita, como sugerido nas análises petrográficas microscópicas.

	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Tranqueira 3,9m	CaO	MgO	SiO ₂	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Cl	P.F.
	28,72	22,89	1,41	0,35	0,23	0,2	0,08	0,03	<<	<<	46,08
Tranqueira 4m	CaO	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Sr	S		P.F.
	32,84	19,32	0,98	0,52	0,32	0,19	0,14	<<	<<		45,69
Tranqueira 10,2m	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SO ₃	Sr	Cl	P	P.F.
	32,6	19,86	0,94	0,43	0,28	0,17	0,09	<<	<<	<<	45,63
Tranqueira 10,85m	CaO	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SO ₃	Sr	K	Cl	P	P.F.
	27,88	19,25	10,81	0,52	0,15	0,14	<<	<<	<<	<<	41,25
Motin Pavim 89 m	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	Sr	Al				P.F.
	32,7	20,68	0,3	0,26	0,05	<<	<<				46,01
Motin Pavim 91 m	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	Ba	Sn	Sr	K	Cl	P.F.
	32,22	21,07	0,18	0,16	0,06	<<	<<	<<	<<	<<	46,32
Motin Pavim 102 m	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	SO ₃	Ba	Sr	Cl	P.F.
	30,32	21,07	1,5	0,85	0,25	0,18	0,07	<<	<<	<<	45,76
Motin Pavim 116 m	CaO	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Ba	S	P	Al			P.F.
	28,75	21,42	4,26	0,54	<<	<<	<<	<<			45,03

Tabela 5.1: Resultados em porcentagem dos elementos químicos das vinte e duas amostras de metadolomitos obtidas através de análises químicas em fluorescência de raios-X. P.F.= Perda ao fogo; <<= Elemento presente mas não quantificado.

5.2.3 – Análises Isotópicas

As análises isotópicas da pedreira Motin Pavin (região da Gruta da Bacaetava) apresentaram valor médio de -1,01‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e -4,04‰ para o $\delta^{18}\text{O}$, como ilustrado na Tabela 5.2. As análises isotópicas da pedreira da Tranqueira apresentaram valores também negativos, com uma média de -0,49‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e -4,02‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 5.2).

Como descrito no capítulo 04, o metadolomito da pedreira da Tranqueira possui uma intercalação de níveis cinza claro e médio, então, foi feita uma análise química isotópica em cada um destes níveis a fim de verificar se há alguma diferença no tipo de ambiente e se haveriam assinaturas isotópicas com variações marcantes. O metadolomito foi coletado a 12m (amostra 12m A e 12m B) da base do perfil e os resultados das análises mostraram uma diferença nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -3,15‰ e -2,4‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (entre -1,26‰ e 1,87‰).

Pedreira Motin Pavin			Pedreira Tranqueira		
Profundidade	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Profundidade	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
38 m	-4,05	-0,66	3,9m	-4,35	-0,68
59 m	-4,49	0,03	4m	-4,67	-0,79
89 m	-4,43	-1,41	10,2m	-4,55	-1,25
91 m	-5,65	-1,05	10,85m	-5,07	-0,69
102 m	-6,62	-1,28	11,2m	-3,97	-0,63
116 m	-3,7	-1,4	12m A	-3,15	-1,26
117 m	-6,36	-1,09	12m B	-2,4	1,87
141 m	-2,58	-0,85			

Tabela 5.2: Tabela com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e as respectivas profundidades de coleta das amostras nas pedreiras Motin Pavin e Tranqueira. Na profundidade de 12m da pedreira da Tranqueira as amostras A e B correspondem às análises dos níveis de coloração cinza claro e médio, respectivamente.

A curva de $\delta^{13}\text{C}$ ascende de valores próximos ao 0‰ antes de 800 Ma para cerca de +6‰ em 750 Ma e cerca de +8‰ durante o tempo entre 600 e 730 Ma. Durante o tempo entre 600 e 542 Ma, entretanto, as assinaturas isotópicas são mais altas, cerca de +4‰. Excursões negativas do $\delta^{13}\text{C}$, com valores em torno de -5‰, são associadas com glaciações de idade Vendiana em cerca de 575 e 590 Ma e, com glaciações de idade Sturtiana entre 720 e

740 Ma. Durante o Eo-Vendiano, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ caem de +4 para -4‰ próximo aos limites entre o Précambriano e o Cambriano e oscilam entre -2 e +2‰ no Cambriano Inferior (Jacobsen & Kaufman, 1999).

Jacobsen & Kaufman, (1999) estudando carbonatos Neoproterozóicos de várias partes do mundo (Canadá, Namíbia, Sibéria e Svalbard) através de análises de $\text{Sr}^{(87/86)}$ e $\delta^{13}\text{C}$, estimaram idades para o limite entre o Précambriano, para as glaciações do Vendiano e Sturtiano. Eles construíram um gráfico (figura 5.3) com variações temporais no $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos estudados, a curva é baseada também em dados adicionais, mas os estudos supõem os possíveis intervalos glaciais do Vendiano e Sturtiano.

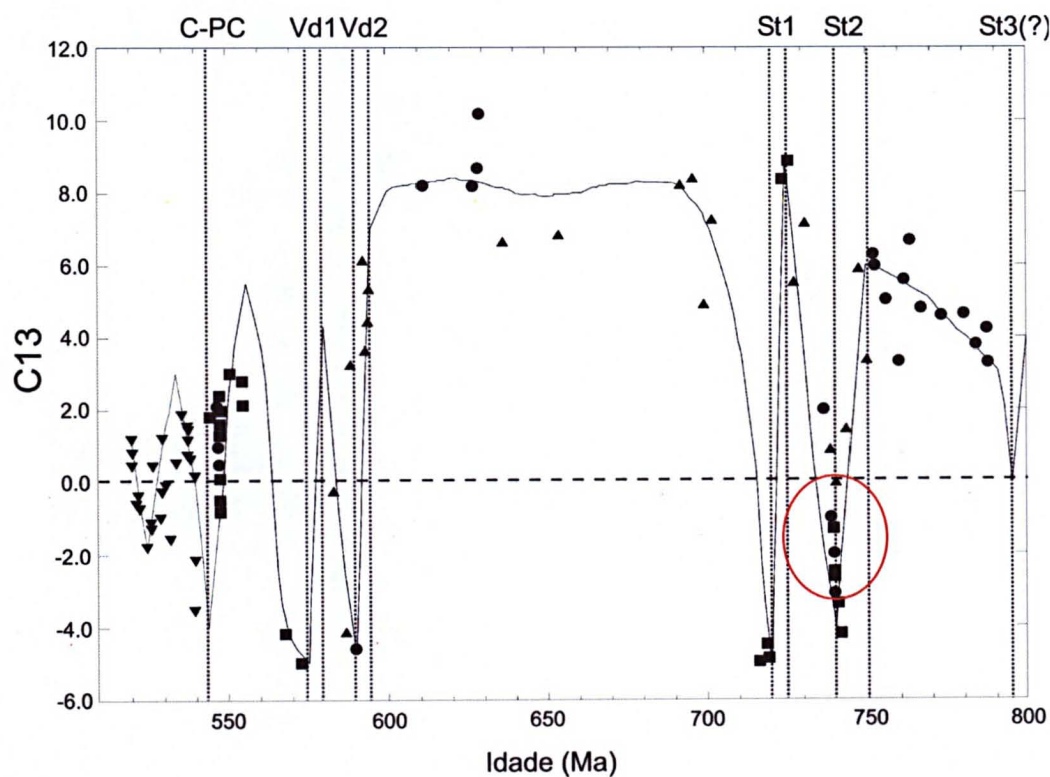


Figura 5.3: Gráfico com a curva de $\delta^{13}\text{C}$ que provém de um registro relativamente detalhado de variações isotópicas na água do mar no intervalo entre o Neoproterozóico e o Eocambriano. As linhas verticais representam uma estimativa das idades dos eventos glaciais. C-PC:limite Cambriano/Précambriano; Vd1 e Vd2: galciações Vendianas superior e inferior; St1 e St2: glaciações Sturtianas superior e inferior e St3:outra possível glaciação Sturtiana (Modificado de Jacobsen & Kaufman, (1999)) .

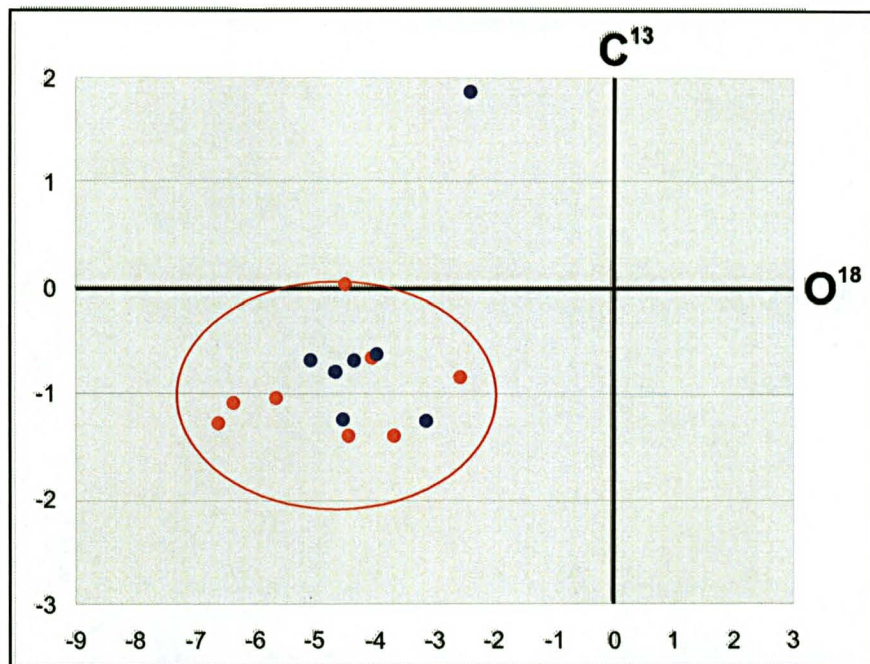


Figura 5.4: Gráfico com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, cujo gás foi coletado a partir da dolomita devido à ausência de calcita na composição das amostras. Os pontos vermelhos correspondem à pedreira Motin Pavin e os azuis à pedreira da Tranqueira. O círculo vermelho indica a maior concentração dos valores das duas pedreiras.

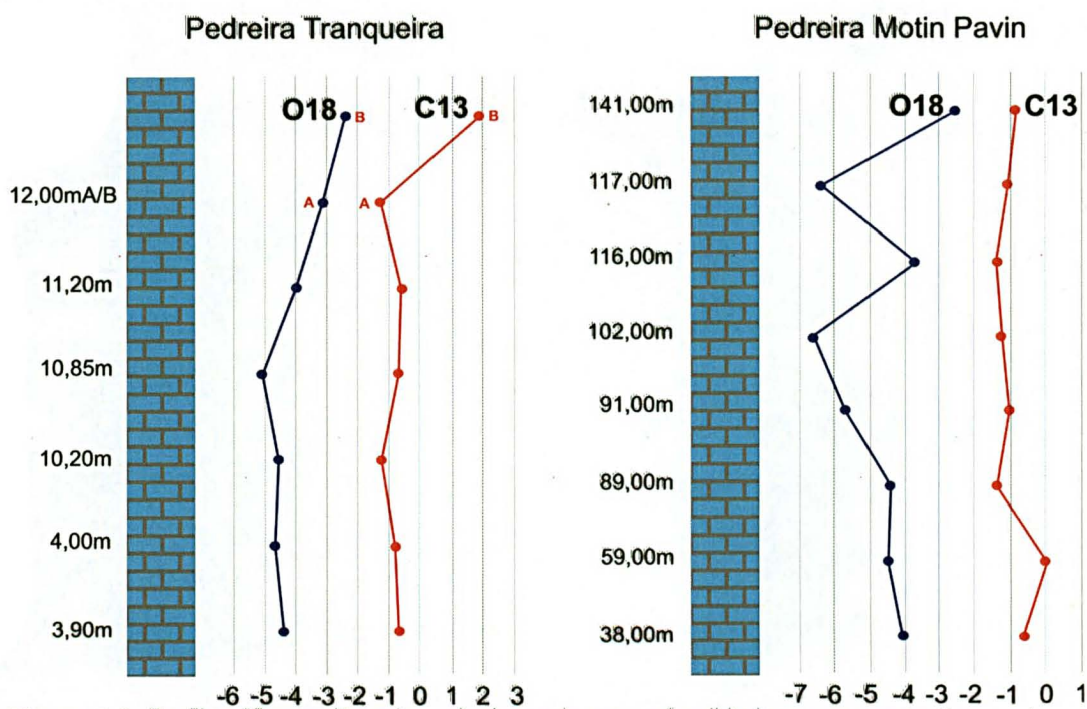


Figura 5.5: Perfil gráfico-sedimentar relacionando as profundidades e os respectivos valores isotópicos de carbono e oxigênio.

A composição dos isótopos estáveis de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos metadolomitos das pedreiras Motin Pavin e Tranqueira, ilustrados no gráfico (figura 5.4) pelos pontos vermelhos (Motin Pavin) e azuis (Tranqueira) e no perfil gráfico-sedimentar (figura 5.5), apresentam valores negativos próximos ao zero. Apenas dois valores de $\delta^{13}\text{C}$, um na pedreira Motin Pavin e outro na pedreira da Tranqueira, aparecem positivos, mas os valores levados em consideração na interpretação dos dados foram os negativos que representam a maior concentração dos dados. Os valores para o $\delta^{13}\text{C}$, que nas pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin giram em torno de 0‰ a -2‰ podem ser comparados com os carbonatos neoproterozóicos estudados por Jacobsen & Kaufman, (1999). Neste caso, os metadolomitos poderiam ser incluídos num intervalo próximo da idade glacial Sturtiana, como ilustrado na figura 5.3 pelo círculo vermelho.

Segundo Sial *et al.* (2000) o registro de isótopos de C nas rochas da Formação Frecheirinha (Ceará) mostram valores negativos (- 2‰) e positivos (entre +1 e +3‰) para o $\delta^{13}\text{C}$, o que sugere que esta sequência é um *cap carbonate* depositado depois de um evento glacial por volta de 0.95 Ga.

Apesar de não ser identificado nenhum indício de glaciação no contexto da Formação Capiru, ou até mesmo do Grupo Açungui, como tilitos ou diamictitos, por exemplo, os valores negativos para os isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5.5) das pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin podem ser inclusas num contexto de glaciação ou deglaciação, por correlação á outros depósitos carbonáticos Neoproterozóicos brasileiros e mundiais, como no Cráton São Francisco, Bacia dos Parecis, Sibéria, Namíbia, Canadá e Svalbard. Uma hipótese para a deposição destes carbonatos seria no início ou durante uma transgressão neoproterozóica, onde as assinaturas isotópicas ficaram registradas nos sedimentos. Se a deglaciação no Neoproterozóico foi análoga à deglaciação do Holoceno, a duração da transgressão provavelmente tenha sido mais curta que o tempo de residência do carbono nos oceanos.

Os valores de δC^{13} e δO^{18} das duas pedreiras estudadas mostrados nos gráficos das figuras 5.4 e 5.5 indicam que são coincidentes (exceto um ponto) em uma área bastante restrita, o que indica que os processos (deposicionais ou diagenéticos) atuantes nos metadolomitos foram similares.

Outra hipótese para justificar os valores isotópicos está relacionada com os processos diagenéticos nos carbonatos. As assinaturas isotópicas negativas, principalmente do $\delta^{13}\text{C}$, podem refletir um processo de diagênese meteórica e/ou soterramento e uma decorrente transformação da calcita em dolomita.

CAPÍTULO 06

6 – Interpretação paleoambiental – Modelos Deposicionais

6.1 - Generalidades

Segundo Read (1985) a distribuição das morfologias deposicionais carbonáticas são de grande importância para o entendimento das fácies carbonáticas e da preservação da porosidade primária, sendo esta uma função dos eventos diagenéticos. Os dois modelos de plataforma carbonática mais utilizados são o de plataforma com barreira (*rimmed carbonate shelf*) e rampa (*ramp*). As planícies de maré se desenvolvem em uma variedade de ambientes de rampas e plataformas (Tucker & Wright, 1990).

A plataforma carbonática com barreira foi introduzida por Ginsburg & James em 1984, como sendo plataformas rasas onde os limites externos são caracterizados pela existência de um talude. A margem da plataforma apresenta uma barreira que restringe a ação forte das ondas, remetendo a condições de baixa energia.

As rampas carbonáticas podem ser divididas em homoclinais e distalmente escarpadas (*distally-steepned*) (Tucker & Wright, 1990). Ambas apresentam uma gradação de fácies, bem como uma uniformidade na sedimentação. As plataformas do *Persian Gulf* e *Shark Bay* são exemplos de rampas homoclinais (Read, 1985).

Para reconhecer e interpretar ambientes de planície de maré antigos é preciso fazer uma analogia e comparação com os ambientes modernos. As planícies de maré são sistemas integrados e compostos por três zonas distintas: supramaré, permanentemente exposta, estando situada acima do nível da maré alta e com inundações periódicas por marés de tempestade e sizígia; intermaré, que permanece ora emersa e ora submersa e, inframaré, permanentemente abaixo da maré baixa (Figura 6.1).

Planícies de maré podem ser protegidas por ilhas barreiras, barras de areia ou ocorrer como baías protegidas (Reineck, 1972). É uma região situada entre a parte subaérea e o mar, estando protegida da ação das ondas e fortemente influenciada pela variação das marés e por eventos de tempestades (James, 1984).

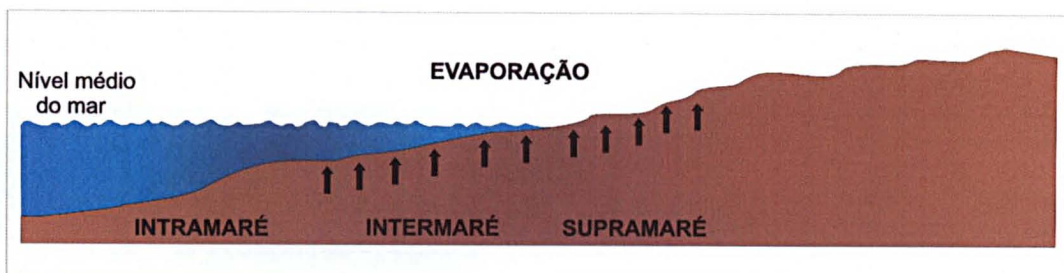


Figura 6.1: Diagrama esquemático com ambientes sedimentares de planície de maré mostrando a relação entre o nível médio do mar e a relativa evaporação. As variações do nível do mar submetem a zona de supramaré a intervalos subaéreos e subaquosos. (Adaptado de Schinn, 1983).

6.2 – Modelos deposicionais das pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin

6.2.1 – Modelo deposicional da pedra da Tranqueira

A pedra da Tranqueira é caracterizada por 5 tipos diferentes de estruturas que foram diagnósticas para designar as cinco fácies: metadolomitos maciços (tempestitos - Mm), metadolomito com esteiras microbiais (Me), metadolomito com gretas de contração (Mg), metadolomito com estrutura *tepee* (Mt) e metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc).

Para sistematizar a interpretação faciológica, a pedra da Tranqueira foi subdividida em quatro unidades, TA, TB, TC e TD. Dentro destas quatro unidades as estruturas mais marcantes e representativas são as esteiras microbiais e os tempestitos (níveis com estrutura maciça). As gretas de contração ocorrem nas unidades TB, TC e TD. Os *flat pebble conglomerates* estão presentes na unidade TB e os *tepees* aparecem nas unidades TB e TC.

As características microscópicas dos carbonatos (metadolomitos) da pedra da Tranqueira remetem a um sistema de deposição carbonática de energia baixa a moderada. As rochas estudadas apresentam uma composição essencialmente dolomítica com variações de cristalinidade e algumas estruturas internas. Intraclastos de composição micrítica ocorrem relacionadas aos ciclos maciços (fácies Mm – tempestitos) e as esteiras microbiais (fácies Me) foram evidenciadas microscopicamente pela diferença de cristalinidade da dolomita na rocha. Níveis milimétricos de evaporitos e níveis quartzosos aparecem predominantemente nas esteiras microbiais. Polígonos de lama

(*mud cracks*), os quais são estruturas comuns da zona de intermaré superior e supramaré, podem ser retrabalhados especialmente durante tempestades e formar intraclastos (Tucker & Wright, 1990), o que é um forte indício para justificar a classificação dos níveis maciços da fácies Mm da pedreira da Tranqueira como tempestitos.

Os processos de dissecação podem ser classificados como diagenéticos e não deposicionais, mas já que exposição é uma parte integrante dos regimes de planícies de maré, esta pode ser inclusa nos processos deposicionais. As gretas de contração são produtos óbvios do processo de dissecação, mas os *tepees* são uma forma especial de estruturas poligonais (figura 6.2). Os *tepees* são estruturas antiformes e podem ser observadas no Grupo Carlsbad (Permiano – Novo México) e no Pré-cambriano de Finnmark (Noruega) (Tucker & Wright, 1990).

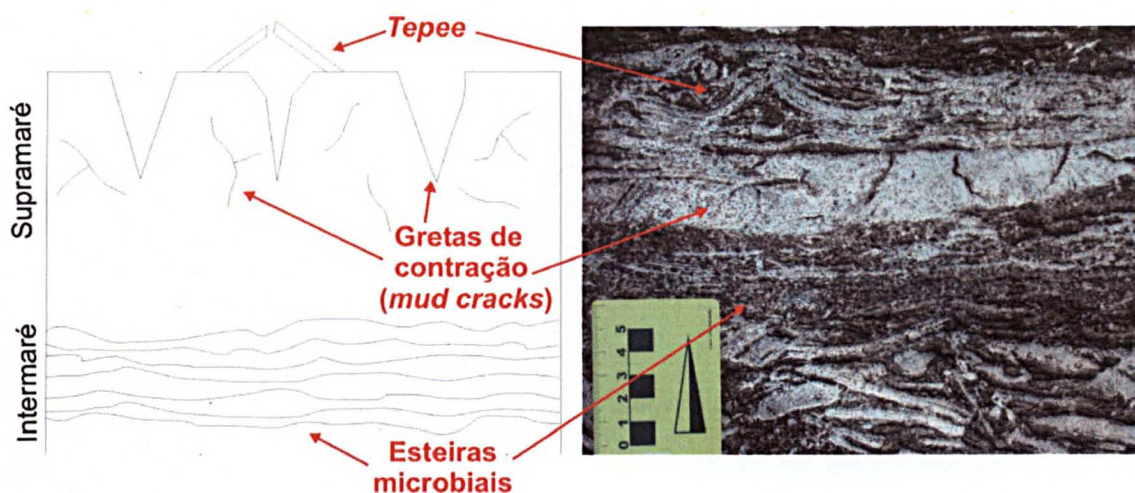


Figura 6.2: Associação de estruturas de dissecação, como as gretas de contração (*mud cracks*) e *tepees* com esteiras microbiais. A figura à esquerda (modificada de Wright, 1990) pode ser comparada com as estruturas da pedreira da Tranqueira. A mesma intercalação de esteiras microbiais, greta de contração e *tepee* que é relacionada por Wright (1990) como estruturas de supra e intermaré, pode ser vista na foto (à direita) de afloramento da pedreira da Tranqueira.

O modelo moderno de planície de maré do *Persian Gulf Trucial Coast* pode ser usado como análogo ao modelo deposicional da pedreira da Tranqueira. A supramaré no *Persian Gulf* é caracterizada por uma zona de *sabkha*, de clima árido equivalente a um ambiente pantanoso (Shinn, 1983). Os

sedimentos do *sabkha* são compostos por gipsita e/ou anidrita e esteiras microbiais. No caso específico da pedreira da Tranqueira não foi possível caracterizar níveis evaporíticos bem definidos, o que não descarta a hipótese de que esses níveis tenham sido “destruídos” pelos decorrentes eventos diagenéticos, como a dolomitização, por exemplo.

No modelo do *Persian Gulf* a ilha barreira é composta por areias com fragmentos de corais e oolitos, no caso do Proterozóico onde não ocorre este tipo de organismo, esta barreira poderia ser formada por areias e fragmentos de microbiolitos, por exemplo. As lagunas carbonáticas são normalmente rasas e ocorrem em ambientes de águas relativamente calmas, estando sempre na zona de inframaré, separadas do mar aberto pelas ilhas barreira. Segundo Demicco & Hardie, (1994) estruturas como gretas de contração são consideradas muito eficientes para se diagnosticar um ambiente de planície de maré, estando preferencialmente entre a supramaré e a intermaré. Os tempestitos ocorrem intercalados a depósitos típicos de laguna e supramaré, sendo caracterizados como decorrentes de tempestades episódicas, cujas ondas ultrapassam as barreiras e provocam elevação do nível da laguna e áreas adjacentes (Vieira, 1998).

O modelo deposicional para a pedreira da Tranqueira (figura 6.3) é definido como um sistema de plataforma carbonática caracterizado por um complexo de planície de maré. Os ciclos deposicionais podem ser incluídos entre as zonas de intermaré superior e supramaré superior (Demicco & Hardie, (1994); Shinn, (1983); Ball et al, (1963)). Dentre os sedimentos de supramaré são englobados aqueles depositados entre a maré normal e alta e expostos na maioria do tempo a condições subaéreas e influenciados por tempestades. É neste ambiente entre a supramaré (predominantemente) e a intermaré, que podem ser inseridos os tempestitos, gretas de contração, esteiras microbiais, *flat pebble conglomerate* e os *tepees*. Apesar da maioria das estruturas serem diagnósticas da supramaré, as porções superiores da intermaré são incluídas, devido ao fato que as esteiras microbiais são estruturas que necessitam de água (lâmina d'água rasa) para se desenvolver. De acordo com o modelo deposicional do *Persian Gulf* usado como análogo ao aplicado na pedreira da Tranqueira, as lagunas ocorrem protegidas das ondas, mas as correntes de maré conseguem atingi-las através dos estreitos entre as barreiras. Em regiões

onde o clima é árido, a salinidade chega a ser bem elevada devido à alta evaporação (exemplo do *Persian Gulf*) e em regiões de clima úmido a salinidade fica próxima a de águas meteóricas. Não se pode afirmar com precisão o clima do Neoproterozóico da Bacia Açungui, mas possivelmente as condições restritas da laguna influenciaram no desenvolvimento das esteiras microbiais.

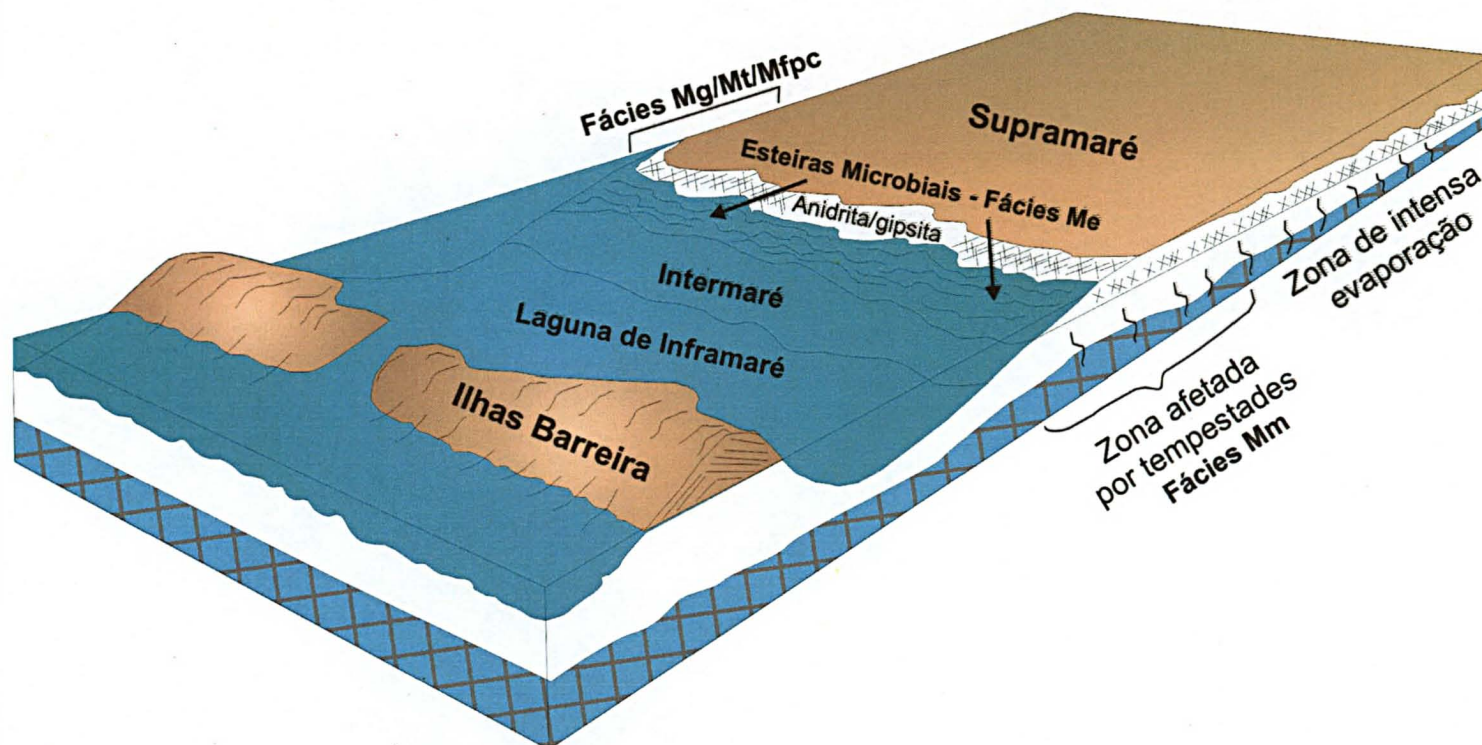


Figura 6.3: Modelo deposicional para a pedreira da Tranqueira. Os ciclos deposicionais ocorrem entre a zona de intermaré média a superior (onde a lâmina d'água ainda é rasa) e a supramaré superior. As esteiras microbiais necessitam de uma pequena lâmina d'água pra se formarem, com as variações da maré têm-se os níveis de exposição, caracterizados pelas gretas de ressecção. Os *flat pebble conglomerates* ocorrem associados com as esteiras e gretas. Esta zona pode ser afetada por eventos de tempestades e formar camadas com estrutura maciça. (Modificado de Shinn, 1983).

6.2.2 – Modelo deposicional para a pedraira Motin Pavin

A pedraira Motin Pavin é caracterizada por cinco tipos diferentes de estruturas, sendo níveis com estrutura maciça, com estrutura estratificada, esteiras microbiais, estruturas biogênicas brechadas e estromatolitos colunares, as quais foram diagnósticas para a divisão faciológica. Tais estruturas representam as fácies metadolomito maciço (Mm), metadolomito com estrutura plano paralela não biogênica (MI), metadolomito com estrutura biogênica plano paralela (Me), metadolomito com estrutura biogênica brechada (Mb) e metadolomito com estromatolitos colunares (Mec). A fácies metadolomito maciço (Mm), neste caso, não é classificada como tempestito, como na pedraira Motin Pavin. As esteiras microbiais (Me) ocorrem em pequena escala e menos representativa que na pedraira da Tranqueira. A fácies mais significativa é representada pelos estromatolitos colunares, que apesar de apresentarem variações em suas morfologias foram englobados na mesma facilogia, classificada como metadolomito com estromatolitos colunares (Mec).

A pedraira foi dividida em quatro unidades, a fim de se sistematizar a interpretação faciológica. A unidade MPA é caracterizada predominantemente por níveis com estrutura maciça que remete a um ambiente de inframaré com lâmina d'água mais profunda, o que não propiciou à formação ou crescimento de estruturas sedimentares e biogênicas.

A unidade MPB apresenta uma variação de fácies onde as estruturas biogênicas ocorrem como esteiras microbiais, estromatolitos e "brechadas". Laminações estratificadas também aparecem nesta unidade. A fácies estruturas biogênicas brechadas pode ser relacionada com brechas de colapso, sendo estas, importantes feições de ambiente de carst e sucessões de carbonatos e evaporitos (Wright, 1982). Em ambos os casos, a brechação é gerada por um colapso que pode ter sua origem em superfície ou subsuperfície (Wright, 1982). Entretanto é difícil distinguir estas duas possibilidades em depósitos antigos. Os intervalos estratificados são caracterizados por variações de coloração e espessura e foi classificado anteriormente como não biogênico, por não apresentar nenhuma estrutura macroscópica, mas nada impede que estas estruturas também possam ter uma influência de cianobactérias

(Srivastava, 2006/informação verbal). Estes podem ser englobados em um ambiente um pouco mais profundo, entre a zona de intermaré e inframaré.

A unidade MPC é representada quase que exclusivamente por estruturas estromatolíticas. Estes ocorrem com tamanhos e morfologias variadas (colunares e bifurcados) e a alternância de coloração (estrutura/matriz) também é verificada. As estruturas possuem tamanhos centimétricos, o que pode remeter a níveis de água mais rasa. Podem ser interpretados entre as zonas de intermaré média/superior e supramaré superior. Uma mudança de um ambiente mais profundo para um mais raso pode ser representado nas unidades MPB e MPC.

Os estromatolitos são um componente comum de seqüências de planície de maré e desde o Pré-cambriano vêm mostrando uma variação em abundância e diversidade, sendo as principais feições pré-cambrianas (Tucker & Wright, 1990).

No oeste da Austrália, na região de *Hamlin Pool*, os estromatolitos colunares são inclusos em um ambiente entre as zonas de inframaré e intermaré. As cabeças estromatolíticas também ocorrem na supramaré inferior, estando associadas com minerais evaporíticos (Scholle, 1983).

No modelo de planície de maré de *Andros Island* (Austrália) a zona de supramaré é caracterizada por uma superfície pantanosa e a intermaré ocorre com canais e pequenas lagoas (Scholle, 1983). Estes canais da intermaré retrabalham e rompem parte das cabeças estromatolíticas, isto pode ser visto na pedreira Motin Pavin, onde fragmentos das estruturas estromatolíticas são identificados na matriz da rocha.

Um modelo deposicional para a pedreira Motin Pavin (figura 6.4) pode ser classificado como uma plataforma carbonática do tipo rampa homoclinal, representado por um complexo de planície de maré, estando principalmente entre a zona de intermaré e inframaré. Neste caso, o modelo mais adequado é o de plataforma sem barreira, como em *Andros Island* e *Hamlin Pool*.

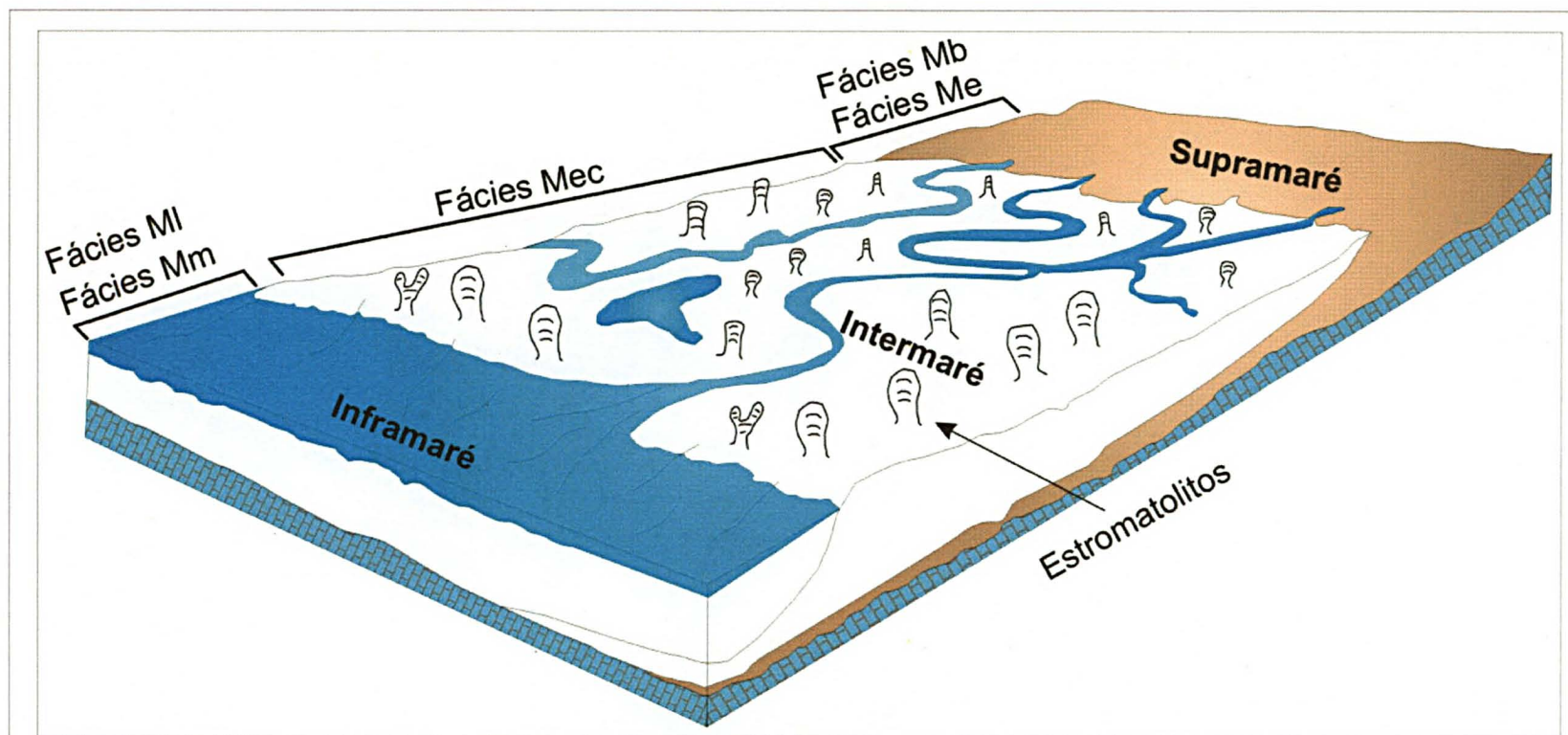


Figura 6.4: Modelo deposicional para a pedra Motin Pavin. Os ciclos deposicionais ocorrem entre a zona de inframaré e supramaré. Os estromatólitos e esteiras ocorrem entre a zona de intermaré e supramaré, as cabeças estromatolíticas maiores se formaram provavelmente com uma lâmina d'água um pouco maior que as menores. Os canais da zona de intermaré retrabalham e rompem parte dos estromatólitos. (Modificado de Scholle, 1983).

Os processos deposicionais que envolvem as rochas carbonáticas ocorrem relacionados à ciclicidade e são um produto decorrente do tipo de ambiente deposicional e do clima. A típica seqüência produzida em ciclos carbonáticos é o *shallowing-upward*, onde os depósitos de inframaré passam para intermaré e supramaré. Repetições em pequena escala de unidades de *shallowing-upward* são comuns em formações carbonáticas e remetem a alagamentos periódicos da plataforma através de eventos transgressivos (Tucker & Wright, 1990).

Os ciclos carbonáticos são variáveis, e quando analisadas detalhadamente, estas diferenças podem ser verificadas lateralmente ou verticalmente, em um único ciclo. Frequentemente, os ciclos de um período geológico em particular apresentam características em comum, os quais são diferentes dos ciclos de um estágio posterior (Tucker & Wright, 1990). A pedreira da Tranqueira apresenta uma deposição carbonática cíclica, onde é possível identificar uma sucessiva repetição vertical de fácies características de uma planície de maré. Os ciclos são predominantemente definidos através das fácies com esteiras microbiais e tempestitos. Os *tepees* e os *flat pebble conglomerates* foram classificadas também como fácies, mas os ciclos não ocorrem com a mesma freqüência que as esteiras e os tempestitos.

No caso da pedreira Motin Pavin, as fácies ocorrem mais espessas que as da pedreira da Tranqueira e não apresentam a mesma ciclicidade. A pedreira Motin Pavin é caracterizada por ciclos deposicionais maiores, caracterizados predominantemente por níveis estromatolíticos, tendo também grandes intervalos maciços e estratificados. Apesar das diferenças deposicionais das pedreiras da Tranqueira e Motin Pavin, ambas podem ser incluídas em uma plataforma carbonática rasa onde os ciclos compreendem áreas mais proximais.

CAPÍTULO 07

7 – Conclusões e Recomendações

7.1 – Conclusões

A Formação Capiu (Grupo Açungui) foi dividida em seqüências litológicas denominadas de Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. Os metassedimentos estudados neste trabalho são parte do conjunto Rio Branco e classificados como metacalcários dolomíticos, ou metadolomitos.

❖ Foram diferenciadas cinco fácies para a pedreira Motin Pavin, sendo: fácies metadolomito maciço (Mm), fácies metadolomito com estrutura plano paralela não biogênica (MI), fácies metadolomito com estrutura biogênica plano paralela (Me), fácies metadolomito com estrutura biogênica brechada (Mb) e fácies metadolomito com estromatolitos colunares (Mec).

❖ A fácies metadolomito maciço (Mm) representa os metadolomitos sem nenhuma estrutura sedimentar, sua coloração varia de cinza claro a escuro e aparecem de forma mais representativa na base do perfil.

❖ A fácies metadolomito com estrutura plano paralela não biogênica (MI) representa feições estratificadas, sendo caracterizadas por intercalações de níveis de colorações diferentes.

❖ A fácies metadolomito com estrutura biogênica plano paralela (Me) aparece pouco representativa na pedreira Motin Pavin, caracteriza uma estrutura plano paralela de origem biogênica, sendo diferenciada macroscopicamente por sua superfície ondulada e irregular, ocorrendo como substrato dos estromatolitos e intercalada entre estes.

❖ A fácies metadolomito com estrutura biogênica brechada (Mb) é representada pelas estruturas estromatolíticas “quebradas”, com aspecto brechado.

❖ A fácies metadolomito com estromatolitos colunares (Mec) é caracterizada como a fácies mais representativa da pedreira Motin Pavin. Foram identificadas e classificadas estruturas estromatolíticas colunares de

tamanhos variados, por vezes bifurcados e ramificados. Sua coloração varia de cinza claro a médio, sempre contrastando com a matriz da rocha.

❖ Microscopicamente a pedreira Motin Pavin não apresenta muitas variações. As rochas ocorrem totalmente dolomitizadas, sendo as estruturas biogênicas diferenciadas pela cristalinidade da dolomita. São identificados níveis quartzosos nos espaços intersticiais das estruturas estromatolíticas. Os grãos de quartzo são de granulometria areia muito fina, subangulosos a subarredondados, e provavelmente eólicos. Como em exemplos atuais (estromatolitos da Lagoa Vermelha), as estruturas internas dos estromatolitos possuem porosidade entre as laminações e, são nestes espaços vazios que se encontram os níveis siliciclásticos.

❖ A pedreira da Tranqueira foi diferenciada em cinco fácies, sendo fácies metadolomito maciço (Mm), fácies metadolomito com esteiras microbiais (Me), fácies metadolomito com gretas de contração (Mg), fácies metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc) e fácies metadolomito com estrutura *tepee* (Mt).

❖ Diferentemente da fácies metadolomito maciço (Mm) da pedreira Motin Pavin, na pedreira da Tranqueira a fácies ocorre de forma representativa, sendo que, os ciclos ocorrem repetidas vezes, geralmente intercalados com as esteiras microbiais. Os níveis maciços ocorrem em intervalos menores, variando de poucos centímetros até alguns metros. Estes níveis maciços foram classificados como tempestitos, segundo a classificação de Ball et al, (1963).

❖ A fácies metadolomito com esteiras microbiais (Me) ocorre como sendo a fácies mais significativa da pedreira da Tranqueira. Ocorrem como estruturas plano-paralelas, por vezes onduladas e crenuladas, com espessuras centimétricas. Em um dos ciclos, percebe-se o início do crescimento das estruturas estromatolíticas caracterizada por feições arredondadas entre as esteiras.

❖ A fácies metadolomito com gretas de contração (Mg) ocorre em três das quatro unidades da pedreira da Tranqueira. As gretas de contração representam períodos de exposição, onde se tem uma diminuição da lamina d'água e conseqüentemente a formação das estruturas. As gretas ocorrem entre níveis de esteiras microbiais e maciços.

❖ A fácies metadolomito *flat pebble conglomerate* (Mfpc) ocorre em duas unidades, sendo caracterizada por seixos achatados e alongados, dispostos de forma aleatória, caracterizando um retrabalhamento. Apesar de sua origem não ser ainda muito clara, podem ser relacionados com planícies de maré e períodos de exposição.

❖ A fácies metadolomito com estrutura *tepee* (Mt) ocorrem em dois intervalos da unidade TC. A estrutura *tepee* é caracterizada por sua forma, onde as esteiras microbiais aparecem rompidas e inclinadas para cima, como um “telhado”.

❖ A difratometria de raios-X mostrou uma composição essencialmente dolomítica, não sendo caracterizada nenhuma amostra com calcita nas rochas das duas pedreiras, tendo em algumas amostras uma pequena porcentagem de quartzo.

❖ As análises de fluorescência de raios-X identificaram alguns elementos traços como enxofre (S), estrôncio (Sr) e bário (Ba) que podem reforçar a hipótese da substituição de minerais evaporíticos, como anidrita, gipsita, celestita e barita por dolomita, como sugerido nas análises petrográficas microscópicas.

❖ As análises químicas isotópicas foram feitas apenas coletando-se o gás da dolomita, pelo fato de não ter nenhum vestígio de calcita, caracterizado pelas análises de difratometria de raios-X.

❖ Para a pedreira Motin Pavin as análises apresentaram valores médios de -1,01‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e -4,04‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e, valores médios de -0,49‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e -4,02‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ para a pedreira da Tranqueira. Os valores negativos dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, próximos ao zero, estando entre 0 e -2 sugerem que estes carbonatos podem ter sido depositados em um intervalo interglacial, ou seja, um período entre duas grandes glaciações, mas sem necessariamente terem sido depositados durante uma glaciação.

❖ Os valores coincidentes dos isótopos (exceto um ponto) em uma área bastante restrita das duas pedreiras indicam que os processos (deposicionais e/ou diagenéticos) atuantes nos metadolomitos foram similares.

❖ Outra hipótese para justificar os valores isotópicos está relacionada com os processos diagenéticos nos carbonatos. As assinaturas isotópicas negativas, principalmente do C^{13} , podem refletir um processo de

diagênese meteórica e/ou soterramento e uma decorrente transformação da calcita em dolomita.

❖ As pedreiras Motin Pavin e Tranqueira são classificadas como um típico depósito em ambiente de planície de maré – *Tidal Flats*. A pedreira da Tranqueira apresenta uma deposição carbonática cíclica, onde pode-se caracterizar uma sucessão de fácies de planície de maré. Os ciclos variam de milimétricos a centimétricos e as estruturas predominantes são representadas pelas esteiras microbiais e os tempestitos (níveis maciços). A pedreira Motin Pavin é caracterizada por ciclos deposicionais maiores, sendo que as estruturas mais representativas são os estromatolitos. Apesar das duas pedreiras apresentarem diferenças em seus ciclos deposicionais, ambas podem ser classificadas como um ambiente típico de plataforma carbonática rasa (planície de maré) onde os ciclos são típicos de áreas mais proximais à costa.

7.2 – Recomendações

Devido à importância dada ao conhecimento da gênese das rochas carbonáticas da Formação Capiu no que diz respeito ao seu potencial exploratório, recomenda-se que se dê uma continuidade no estudo aqui apresentado nos seguintes aspectos:

- Definir uma idade mais precisa; classificação sistemática e detalhada das estruturas microbiais (esteiras microbiais e estromatolitos) e, utilização dos afloramentos estudados para que sirva de modelo em outras formações similares não acessíveis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, J.E., and FRENZEL, N.H., 1950. **Capitan barrier reef, Texas and New Mexico**: Journal of Geology, v.58, p. 289 – 312.

ALMEIDA, F.F.M., 1944. **Collenia itapevensis sp.n (um fóssil Pré-cambriano do estado do Paraná)**. São Paulo, Geologia, 45 (1): 89-106.

ALMEIDA, F.F.M., 1957. **Novas ocorrências de fósseis no Pré-cambriano brasileiro**. An. Acad. brasil. Ciênc., 29(1): 63 – 72.

ALMEIDA, F.F.M., 2003. **Geologia do continente Sul-Americano**. Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida/ organizado por Virginio Mantesso-Neto [et al,], - São Paulo. 647p.

AMARAL, S.E., 1971. **Geologia e Petrologia da Formação Irati (Permiano) do Estado de São Paulo**. Boletim IGA, Instituto de Geociências e Astronomia – USP. São Paulo. No. 6: 03-82.

AMARAL, S.E., 1975. **Sobre os dolomitos e o processo de dedolomitização na Formação Irati (Permiano) do estado de São Paulo**. Boletim TG. Instituto de Geociências – USP. São Paulo. Vol. 06: 21-32.

BALL, M.M., SHINN, E.A., and STOCKMAN, K.W., 1963. **Geologic effects of Hurricane Donna**: Abs., AAPG Bull., v. 47, p. 349.

BIGARELLA, J.J., 1953 - **Estudos preliminares na Série Açungui III – Rochas calcárias da Faixa Central e sua classificação**. Arquivos de Biologia e Tecnologia, v. VIII art. 21, p. 473-502 – Inst. Biol. e Pesq. Tecn. Curitiba-PR

BIGARELLA J.J. & SALAMUNI R., 1956. **Estudos preliminares da série Açungui, V – Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (estado do Paraná)**. *Dusenía*, 7 (6): 317-323.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R., 1958. **Contribuição à geologia da Região Sul da Série Açungui (PR)**. Bol. Paulista de Geog. v. 29. p. 03-19. São Paulo.

BOGGIANI, P.C., FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., BABINSKI, M., TRINDADE, R.I.F., ACEÑOLAZA, G., TOSSELI, A.J. and PARADA, M.A., 2003. **The cap carbonate of the Puga Hill (Central South América) in the context of the post-Varanger glaciation**. IV South American Symposium on Isotope Geology – Short Papers. Salvador – Bahia, Brasil. 324-327p.

BURNE, V. R. & MOORE, L.S., 1987. **Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities**. V.2, p.241-254.

CHOQUETTE, P.W., & PRAY, L.C., 1970. **Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates**: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.54, p.207-270.

CPRM (COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS), 1998 – Curitiba – **Folha SG.22-X-D-I Estado do Paraná**. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Paulo. DNPM – CPRM – Min. Minas e Energ. 79 pág.

DEMICCO, R.V., HARDIE, L.A. 1994. **Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonates deposits**. SEPM – Society for sedimentary geology, 265pp.

DIAS, M.V.F. & SALAZAR, O.Jr., 1987. **Geologia da Sequência Antinha - Grupo Açungui, Pr.** In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3. Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. p. 263-279.

DUNHAM, R.J., 1962. **Classification of carbonate rocks according to depositional texture**. In: Classification of Carbonate Rocks (Ed. By W.E. Ham) Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. 1, 108-121.

FAIRCHILD, T.R., 1977. **Conophyton of other stromatolites from the upper Pre-Cambrian Açungui Group Near Itapeva, SP., Brasil.** 1º Simp. Reg. Soc. Bras. Geol. São Paulo.

FIORI, A.P., 1990. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba.** Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261 p.

FIORI, A. P., 1992. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR.** Boletim do Instituto de Geociências. São Paulo, Série Científica, v. 23, p. 55-74.

FIORI, A. P., 1994. **Evolução geológica da bacia do Açungui.** Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba, n. 42, p. 7-27.

FLÜGEL, E., 1982. **Microfacies Analysis of Limestones:** Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 631p.

FOLK, R.L., 1959. **Practical petrographic classification of limestones:** American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 1-38.

FOLK, R.L., 1962. **Spectral subdivision of limestone types,** p. 62-84. In: Ham, W.E. ed., Classification of carbonate rocks. Memoir of American Association Petroleum Geologists, 1, 279 p.

FRIEDMAN, G.M., 1986. **Carbonates depositional environments, exploration concepts.** Tulsa Geological Society: 73p.

GUIMARÃES S. B. 2001. **Os metadolomitos da Região de Morro Azul – PR: características geológicas do minério explotado.** Dissertação de Mestrado – UFPR – Curitiba – 15p.

JACOBSEN, S.B., KAUFMAN, A.J., 1999. **The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater.** Chemical Geology, 161: p. 37 – 57.

JAMES, N.P., 1984. **Shallowing-upward sequences in carbonates.** In: Walker, R. (ed). *Facies Models*, 2. ed. Kitchener, Ontário, cap. 14: p. 213 – 28.

KAUFMAN, A.J., and KNOLL, A.H., 1995. **Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of sea water: stratigraphic and biogeochemical implications:** *Precambrian Research*, in press.

KENNEDY, M.J., 1996. **Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones; deglaciation, delta ¹³C excursions, and carbonate precipitation.** *Journal of Sedimentary Research*; November 1996; v. 66; no. 6; p. 1050-1064.

KNOLL, A.H. & SWETT, K., 1990. **Carbonate deposition during the late Proterozoic Era: an example from Spitsbergen.** *Am J Sci.* 290-A: p. 104-32.

LEMOES, R.M.T., 1995. **Estudo das fácies deposicionais e das estruturas estromatolíticas da Lagoa Salgada – Rio de Janeiro.** Dissertação de Mestrado – UFF – Niterói.

LEMOES, V.B., TERRA, G.J.S. 1994. **Bioelementos de rochas carbonáticas,** Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 77pp.

MAHESHWARI, A., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P. and ROMANO, A.W., 2003. **Lomagundi Phenomenon in Paleoproterozoic Carbonates of Brazil and India.** IV South American Symposium on Isotope Geology – Short Papers. Salvador – Bahia, Brasil. 364 - 367p.

MARSHALL, J.D., 1992. **Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation.** *Geological Magazine* 129: 143-160.

MATSUDA, N. S. & DA SILVA, J. T., 2006. **Metodologia aplicada na preparação de dolomitas para análises isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$).** Petrobras, relatório interno. 21p.

McCREA, J. M., 1950. **On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale.** Jour. Chem. Phys., v.18, p 849 – 857.

MISI, A., and KYLE, J.R., 1994. **Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil.** Journal of Sedimentary Research; v. 64; no. 2a; p. 299-310.

MOORE, C.H., 2001. **Carbonate Reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework:** Developments in Sedimentology 55, New York, Elsevier, 444p.

MYRROW, PAUL M., TICE, LAUREN, ARCHULETA, BONNY, CLARK, BRYN, TAYLOR, JOHN F. & RIPPERDAN, ROBERT L., 2004. **Flat pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles.** Sedimentology 51: 973 – 996.

READ, J.F., 1985. **Carbonate platform facies models.** Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69(1): p. 1-21.

REINECK, H.E., 1972. **Tidal Flats**, in Rigby, J.K., and Hamblin, W.K., eds., Recognition of Ancient Sedimentary Environments: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 17, p. 146 – 159.

RODRIGUES, R., 1995. *Anotações de aulas.* 2p.

RYE, R.O., SCHUILING, R.D., RYE, D.M., and HANSEN, J.B., 1976. **Carbon, hydrogen and oxygen isotope studies of the regional metamorphic complex at Naxos, Greece.** Geochim. et Cosmochim. Acta 40: 1031-1049.

SALTZMAN, M.R., RUNNEGAR, B., LOHMANN, K.C., 1998. **Carbon isotope stratigraphy of upper Cambrian (Steptoean Stage) sequences of the eastern Great Basins: Record of a global oceanographic event.** GSA Bulletin 110: 285-297.

SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., and MOORE, C.H., eds., 1983. **Carbonate depositional environments.** Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir 33, 708pp.

SHINN, E.A., 1983. **Tidal Flat** in: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds). Carbonate depositional environments. Tulsa, cap. 4: p. 171 – 210. (AAPG, memoir, 33).

SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., ALMEIDA, A.R., ROMANO, A.W., PARENTE, C.V., COSTA, M.L., and SANTOS, V.H., 2000. **Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil.** An. Acad. Bras. Ci., 72 (4).

SIBLEY, D.F., 1982. **The origin of common dolomite fabrics.** Journal sedimentary Petroleum, v. 52, p. 1987 – 2100.

SOHL, L.E., CHRISTIE-BLICK, N., and KENT, D.V., 1999. **Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia; implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time.** GSA Bulletin; v. 111; no. 8; p. 1120-113.

SRIVASTAVA, N., 2006. Informação verbal fornecida em aula. *Curso de estromatolitos* – UFRJ.

STRAUSS, H., DES MARAIS, D.J., HAYES, J.M., SUMMONS, R.E., 1992. **The carbon-isotopic Record,** in Schopf, J.W., and Klein, C., eds., The Proterozoic biosphere, a multidisciplinary study: New York, Cambridge University Press, 117-128.

TERRA, G.J.S. 1990. **Fácies, modelo deposicional e diagênese da seqüência carbonática Albo-cenomaniana (Formação Ponta do mel) da Bacia Potiguar.** Rio de Janeiro. 153p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – RJ.

TUCKER, M., 1985. **Shallow-marine carbonate facies and facies models.** *In: Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects.* Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 18, 139 – 161.

TUCKER, M. & WRIGHT V.P., 1990. **Carbonate sedimentology.** Blackwell Scientific Publications, Oxford, 479 p.

VALLEY, J.W., and O'NEIL, J.R., 1984. **Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence.** *Contrib. Mineral. Petrol.* 85: 158-173.

VALLEY, J.W., 1986. **Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks,** *in* Valley, J.W., Taylor, H.P., and O'Neil, J.R., eds., *Stable isotopes in high temperature geological processes: MSA Rev. In Mineralogy* 16: 445-490.

VASCONCELOS, C., & MCKENZIE, J.A., 1997. **Microbial mediation of modern anoxic dolomite formation, Lagoa Vermelha, Brazil.** *Journal of Sedimentary Research*, v.67, no. 3, p. 378 – 390.

VIEIRA, R.A.B., 1998. **Análise Estratigráfica e Evolução Paleogeográfica da Seção Neoptiana na Porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil.** Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 158p.

WALTER, M.R. (Ed), 1976. **Stromatolites**, pp. 790. Elsevier, Amsterdam.

WARREN, J., 2000. **Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations.** *Earth Science Reviews* 52: p. 1 – 81.

WRIGHT, V.P., 1982. The recognition and interpretation of paleokarsts: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales. J. Sedim. Petrol. 52, 83 – 94.

ANEXOS

Modelo Depositional composto das pedreiras Motin Pavin e Tranqueira.

Distribuição esquemática das estruturas de ambas as pedreiras, se estas fossem correlacionáveis espacialmente.

